



# Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales

Florian Meresse

## ► To cite this version:

Florian Meresse. Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales. Tectonique. Université de Montpellier 2, 2010. Français. NNT : . tel-00772154

**HAL Id: tel-00772154**

**<https://theses.hal.science/tel-00772154>**

Submitted on 10 Jan 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE MONTPELLIER II  
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE  
pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER II

**Discipline** : Sciences de la Terre et de l'Univers  
**Ecole Doctorale** : SIBAGHE (Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie,  
Géosciences, Hydrosiences, Environnement)

Présentée et soutenue publiquement par

Florian MERESSE

Le 8 avril 2010

**Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental: évolution  
thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique  
de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales**

Composition du jury

|                          |                          |                       |
|--------------------------|--------------------------|-----------------------|
| Michel de Saint-Blanquat | Univ. Toulouse III       | Rapporteur            |
| Hugh Sinclair            | Univ. Edimbourg          | Rapporteur            |
| Jacques Malavieille      | Univ. Montpellier II     | Examineur             |
| Antonio Teixell          | Univ. Auto. de Barcelone | Examineur             |
| Pierre Labaume           | Univ. Montpellier II     | Directeur de thèse    |
| Marc Jolivet             | Univ. Rennes I           | Co-directeur de thèse |
| Maurice Brunel           | Univ. Montpellier II     | Invité                |



## **Remerciements**

Ce travail de thèse n'aurait bien entendu pas pu se faire sans l'aide et le soutien de nombreuses personnes, rencontrées au cours de ces belles années passées à Montpellier.

En tout premier lieu, ma gratitude va à mes directeurs de thèse, Pierre Labaume et Marc Jolivet. Messieurs, le chemin parcouru ensemble fut parfois raide et semé d'embûches mais vos compétences, votre soutien et votre patience m'ont beaucoup aidé dans la réalisation de ce travail de recherche. A toi, Marc, pour m'avoir guidé sur la voix, quelques fois ingrate, de la thermochronologie et à toi Pierre, pour m'avoir fait partager ta passion pour cette sublime chaîne des Pyrénées, merci.

Merci également à Messieurs Michel de Saint-Blanquat, Hugh Sinclair, Antonio Teixell, Jacques Malavieille et Maurice Brunel, membres du jury, d'avoir accepté de juger ce travail de thèse.

L'excellente ambiance régnant au sein de Géosciences Montpellier a grandement participé au bon déroulement de ce travail de thèse. Je remercie Serge Lallemand, son directeur de m'avoir donné jusqu'au bout, les meilleures conditions pour achever mon travail de recherche. Merci également à tous les membres du laboratoire que j'ai croisé de près ou de loin durant ces années. Tout particulièrement Jeff, le guide du Ballaïtous et ses anecdotes montagnardes particulièrement savoureuses : ton livre sur la montagne est sur ma table de chevet parisienne. Merci à Nathalie, Marie-France, Céline, Anne d'avoir répondu aussi gentille à mes nombreuses sollicitations.

Merci également à mon directeur de M2, Yves Lagabrie de m'avoir accompagné durant ces 4 années. Ton soutien en fin de thèse a été déterminant. J'ai bien l'intention de retourner avec toi à la Serra Di Pigno pour finir ce que nous avons commencé il y a 4 ans.

Un gros merci à mon pote Alain Chauvet d'avoir été présent au contact, solide sur ses appuis lors de mes très fréquentes incursions dans son bureau. Et à Paris, personne pour me nourrir et me faire des pains maison façon Chauvet à grand renfort de Chorizo, lardons jambon... ! Merci pour tout mec, et à bientôt.



La fin d'une thèse c'est aussi la fin d'un très long cycle universitaire où les rencontres furent nombreuses. A présent, voici donc la longue liste des potes, géologues et autres, que j'ai eu le grand plaisir de rencontrer au cours de ces années. Aux STU de Lyon 1 et particulièrement à mes frères de terrain Lolo et Clem. Je pense à vous les mecs dans cette terrible épreuve de fin de thèse que vous commencez à peine. A mon coloc, Bernard... : grandiose cette année de M2 et merci mec pour la cravatte et la gestion impeccable du jour J. Merci aux potes du labo de Montpellier : Ricardo, Fabien, Seb, Tom, Mitch, Nans, Vinz, Tom T, la Mag et son Mot, Philou, Mickael.

Le noyau dur : une grosse bise à Tit, Remi, Mat et Camille (mes compères de chat perché) Lara, Roch, Tim (le fils adoptif), Nico et Nicolas, Mike, Bruno (mon brother de bural), Lyd, le Chinois, Karen. Ces années avec vous furent une vraie régalaade !!!

Et enfin voici venu le tour de remercier les très proches : mes parents, qui ont patiemment attendu 29 années que leur fils finisse ses études, avec tout ce que cela implique...et pour ça, papa, maman, chapeau pointu turlututu. Pour les quelques frayeurs de la fin de thèse...désolé. Ma sœur qui a la faculté de me faire dégonfler le melon assez rapidement avec des : « bravo mon frère pour ton doctorat mais prends pas la grosse tête docteur, pour moi tu seras toujours un gros nase ! ». Merci également à mes grand-parents, supporters de la première heure et tout le reste de ma famille pour leurs encouragements dans les moments critiques.

Comment finir ces remerciements sans citer celle qui partagea ma vie ces années, les bons et les mauvais moments et qui est allée jusqu'à sacrifier sa dernière nuit pour d'obscure raisons de mise en page quand je n'étais plus capable de rien. Ce manuscrit t'est dédié poulette.





## SOMMAIRE

|   |           |
|---|-----------|
| <b>INTRODUCTION.....</b>  | <b>11</b> |
| <b>CHAPITRE I. HISTOIRE GEODYNAMIQUE DE L'OROGENE PYRENEEN.....</b>   | <b>25</b> |
| I.1. CADRE STRUCTURAL .....   | 25        |
| <i>I.1.a. Les grandes unités géologiques.....</i>   | <i>25</i> |
| I.2. LA STRUCTURATION ANTE-OROGENIQUE.....  | 33        |
| <i>I.2.a. Evolution paléozoïque de la Chaîne Hercynienne .....</i>  | <i>33</i> |
| I.2.a.i. L'orogénèse hercynienne.....   | 33        |
| I.2.a.ii. Evolution tardi-hercynienne .....   | 38        |
| <i>I.2.b. Evolution mésozoïque du domaine pyrénéen .....</i>  | <i>39</i> |
| I.2.b.i. Du rifting triasique aux bassins intracratoniques jurassiques .....  | 39        |
| I.2.b.ii. L'ouverture du Golfe de Gascogne.....   | 40        |
| I.2.b.iii. Signification des corps ultrabasiques de la Zone Nord Pyrénéenne.....  | 42        |
| I.3. L'OROGENESE PYRENEENNE .....   | 45        |
| <i>I.3.a. Données de la cinématique des plaques.....</i>  | <i>45</i> |
| <i>I.3.b. Structure et dynamique du prisme Pyrénéen.....</i>  | <i>46</i> |
| I.3.b.i. Evolution géologique.....  | 46        |
| I.3.b.ii. Contraintes géophysiques et structure des Pyrénées .....  | 48        |
| I.3.b.iii. Synthèse thermochronologique et modélisation .....   | 54        |
| I.4. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES PYRENEES.....  | 65        |
| I.5. CONCLUSIONS .....  | 67        |
| <b>CHAPITRE II. THERMOCHRONOLOGIE : TECHNIQUES ET METHODES .....</b>  | <b>71</b> |
| II.1. INTRODUCTION A LA THERMOCHRONOLOGIE .....   | 71        |
| II.2. LE CHOIX DU THERMOCHRONOMETRE.....  | 73        |
| II.3. LES TRACES DE FISSION SUR APATITE.....  | 74        |
| <i>II.3.a. Les grands principes.....</i>  | <i>74</i> |
| <i>II.3.b. Détermination d'un âge traces de fission .....</i>   | <i>77</i> |
| II.3.b.i. La méthode du détecteur externe.....  | 78        |
| II.3.b.ii. Calcul de l'âge moyen.....   | 80        |
| <i>II.3.c. Signification des âges moyens sur apatites d'origine détritique.....</i>   | <i>81</i> |
| <i>II.3.d. Distribution des longueurs de traces et modélisation de l'histoire thermique.....</i>  | <i>83</i> |
| <i>II.3.e. Indicateurs cinétique de cicatrisation des traces.....</i>   | <i>83</i> |
| II.4. STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE .....   | 85        |
| II.5. INCERTITUDES SUR LE GRADIENT GEOTHERMIQUE .....   | 90        |
| <b>CHAPITRE III. USING APATITE FISSION TRACK THERMOCHRONOLOGY TO DOCUMENT THE DEFORMATION SEQUENCE IN AN EXHUMED FORELAND BASIN: AN EXAMPLE FROM THE SOUTHERN PYRENEES (ARTICLE).....</b> | <b>97</b> |
| III.1. ABSTRACT .....   | 97        |
| III.2. INTRODUCTION .....   | 98        |

|  |     |
|--|-----|
| III.3. GEOLOGICAL SETTING .....  | 100 |
| III.3.a. <i>Pyrenean geology</i> .....   | 100 |
| III.3.b. <i>Study area</i> .....   | 101 |
| III.3.b.i.    General stratigraphic organization.....                                  | 101 |
| III.3.b.ii.   Details of the clastic basin fill .....                                  | 102 |
| III.3.b.iii.   General structure.....  | 104 |
| III.3.b.iv.   Tectono-sedimentary evolution .....                                      | 105 |
| III.4. METHODOLOGY .....   | 107 |
| III.4.a. <i>Balanced cross-sections and step-by-step palinspatic restoration</i> ..... | 107 |
| III.4.a.i.    Balanced cross-sections .....  | 107 |
| III.4.a.ii.   Step-by-step palinspatic restoration.....                                | 108 |
| III.4.b. <i>Apatite Fission Track Thermochronology</i> .....                           | 110 |
| III.4.b.i.    Principles of the method .....   | 110 |
| III.4.b.ii.   Sampling strategy and sample location.....                               | 112 |
| III.5. STRUCTURAL ANALYSIS: BALANCED CROSS-SECTIONS .....                              | 114 |
| III.5.a. <i>Cross-sections description</i> .....                                       | 114 |
| III.5.b. <i>Shortening</i> .....   | 119 |
| III.6. APATITE FISSION TRACK ANALYSIS.....   | 120 |
| III.6.a. <i>Apatite fission track results</i> .....                                    | 120 |
| III.6.b. <i>Significance of apatite fission track results</i> .....                    | 123 |
| III.6.b.i.    Apatite fission track ages.....  | 123 |
| III.6.b.ii.   Statistical analyses.....  | 126 |
| III.6.b.iii.   Etch pit parameter ( $D_{par}$ ).....                                   | 126 |
| III.7. DISCUSSION .....  | 127 |
| III.7.a. <i>Geological significance of apatite fission track results</i> .....         | 127 |
| III.7.b. <i>Implications for the evolution of the South-Pyrenean wedge</i> .....       | 130 |
| III.8. CONCLUSION .....  | 134 |
| III.9. REFERENCES .....  | 136 |
| III.10. FIGURE CAPTIONS .....  | 144 |

**CHAPITRE IV. EXHUMATION SEQUENCE OF THE BASEMENT THRUST UNITS OF THE WEST-CENTRAL PYRENEAN OROGENIC WEDGE. CONSTRAINTS FROM APATITE FISSION TRACK ANALYSIS. (ARTICLE)..... 165**

|   |     |
|---|-----|
| IV.1. ABSTRACT .....  | 165 |
| IV.2. INTRODUCTION .....  | 166 |
| IV.3. GEOLOGICAL SETTING .....                                    | 168 |
| IV.3.a. <i>General structure of the Pyrenean belt</i> .....       | 168 |
| IV.3.b. <i>Structure of the studied area</i> .....                | 169 |
| IV.4. APATITE FISSION TRACK ANALYSIS .....                        | 173 |
| IV.4.a. <i>Apatite fission track sampling</i> .....               | 173 |
| IV.4.b. <i>Apatite fission track analytical methodology</i> ..... | 174 |
| IV.4.c. <i>Apatite fission track results</i> .....                | 175 |

|                               |   |            |
|-------------------------------|---|------------|
| IV.4.d.                       | <i>Apatite fission track lengths reverse modeling</i>                           | 177        |
| IV.4.e.                       | <i>Discussion of apatite fission track results</i>                              | 178        |
| IV.5.                         | GENERAL DISCUSSION  | 182        |
| IV.5.a.                       | <i>Synthesis on the burial and exhumation history of the western Axial Zone</i> | 182        |
| IV.5.b.                       | <i>Comparison with the central and eastern Pyrenees</i>                         | 187        |
| IV.6.                         | CONCLUSION  | 190        |
| IV.7.                         | REFERENCE LIST  | 192        |
| IV.8.                         | FIGURE CAPTIONS   | 198        |
| <b>CHAPITRE V. DISCUSSION</b> |   | <b>209</b> |
| V.1.                          | INTRODUCTION  | 209        |
| V.2.                          | MECANIQUE DE DEFORMATION DU PRISME SUD-PYRENEEN                                 | 209        |
| V.2.a.                        | <i>Conclusions</i>  | 216        |
| V.3.                          | CROISSANCE DU PRISME PYRENEEN   | 217        |
| V.3.a.                        | <i>Conclusions</i>  | 226        |
| V.4.                          | COMPARAISON AVEC LES PYRENEES CENTRALES ET ORIENTALES                           | 232        |
| V.5.                          | COMPARAISON AVEC LE PRISME DES APENNINS DU NORD                                 | 235        |
| V.5.a.                        | <i>Structures générale et évolution des Apennins du Nord</i>                    | 236        |
| V.5.b.                        | <i>Thermochronologie des Apennins du Nord</i>                                   | 240        |
| V.5.c.                        | <i>Conclusions</i>  | 243        |
| <b>CONCLUSION</b>             |   | <b>247</b> |
| <b>BIBLIOGRAPHIE</b>          |   | <b>253</b> |



# INTRODUCTION

Les chaînes de montagnes ou prismes orogéniques, résultant de la convergence de deux plaques lithosphériques, constituent des objets tout indiqués pour l'étude des processus géologiques affectant l'enveloppe supérieure (< 200 km) du système Terre.

## **Structure d'un prisme orogénique**

Un prisme orogénique ou prisme d'accrétion se définit par la zone d'accumulation, de forme triangulaire (prisme), de « paquets » de roches bordés par des chevauchements dans un contexte de convergence crustale [Chapple, 1978 ; Moore et al., 1982 ; Davis et al., 1983 ; Stockmal, 1983 ; Silver et al., 1985]. L'évolution cinématique d'un prisme à double vergence résulte de la subduction (partielle) de la lithosphère océanique ou continentale et de l'accrétion de matériel crustale. La limite inférieure de la zone d'accrétion, marquée par la discontinuité de vitesse [S, singularité ; Willet et al., 1993], correspond à la limite entre la plaque plongeante et la plaque supérieure [Hoth et al., 2007 ; Figure 1].

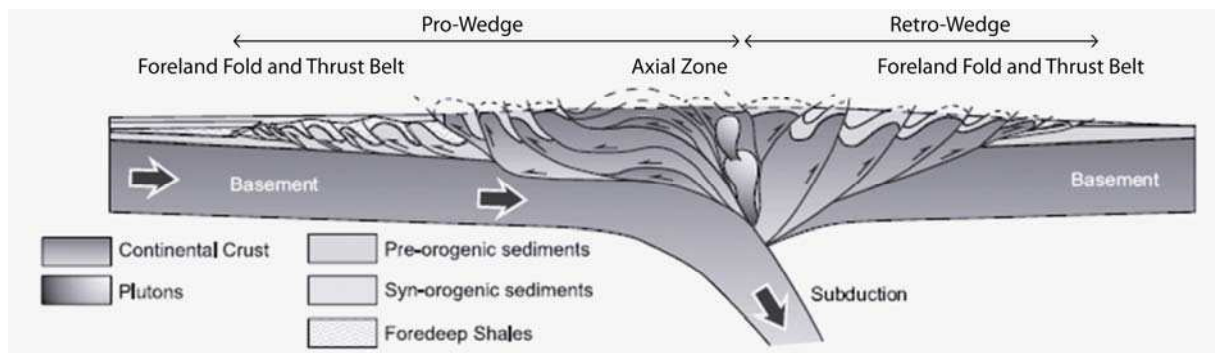


Figure 1 : modèle d'un prisme orogénique à double vergence [d'après Duerto & McKlay, 2009].

En raison de l'asymétrie du système convergent, l'essentiel du matériel crustal accrété au prisme provient de la plaque plongeante induisant ainsi une polarité dans le transfert de matière (Figure 2). Il en résulte la formation de deux « sous-prismes » à vergence opposée et à la géométrie caractéristique: le pro-prisme (*pro-wedge*) et le retro-prisme (*retro-wedge*) situés respectivement en amont et en aval de la discontinuité de vitesse. Les mécanismes de croissance fondamentaux, qui seront détaillés plus avant dans l'introduction, sont l'accrétion



frontale et basale de matériel crustal pour le pro-prisme [Hoth *et al.*, 2007] alors que le retro-prisme se développe principalement par translation sur le retro-chevauchement frontal mais également par accrétion frontale de matériel crustal provenant de la partie supérieure de la plaque supérieure durant les stades tardifs de l'orogénèse [Willet *et al.*, 1993 ; Beaumont *et al.*, 1996]. La croissance d'un prisme orogénique s'accompagne par la création de reliefs dont la culmination topographique définit la zone axiale (**Figure 1**). Ces reliefs sont alors soumis à l'érosion dont les produits sont transportés vers les bassins d'avants-pays dont une partie sera, au fur et à mesure de la propagation vers les parties externes du front de déformation, intégrée à l'orogène (**Figure 1**).

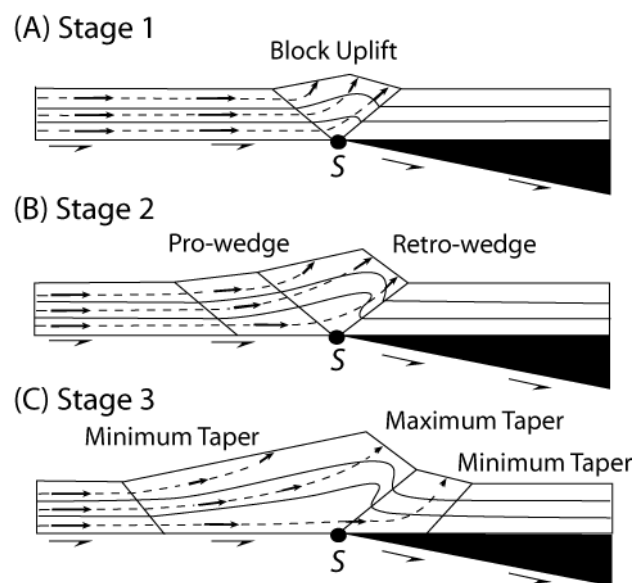


Figure 2 : modèle élémentaire illustrant les étapes de croissance d'un prisme orogénique à double vergence [Willet *et al.*, 1993]. Les traits continus correspondent à des marqueurs passifs. Les traits en pointillés représentent les lignes de flux instantané et non pas les trajets de particules. Les flèches sont proportionnelles à la vitesse.

### ***Le modèle du prisme critique de Coulomb***

La géométrie et la mécanique de déformation des prismes orogéniques peuvent être expliquées par le modèle de prisme critique de Coulomb [e.g., Chapple, 1978 ; Davis *et al.*, 1983 ; Dahlen, 1984, 1990] dont il convient de rappeler les grands principes [pour une présentation détaillée, on pourra se référer à la synthèse de Graveleau, 2008]. Selon Davis *et al.*, [1983], la mécanique globale d'un prisme orogénique est analogue, en première approximation, à celle d'un prisme de terre ou de neige déformé au front d'un bulldozer (**Figure 3**). Selon ce modèle, une épaisseur constante  $h$  de matériel crustal présentant une

inclinaison d'un angle  $\beta$  est accrétée, entraînant la formation d'un prisme. La pente de la surface de celui-ci est de valeur  $\alpha$ . Le prisme croît en se translatant sur une surface de décollement basal en dessous de laquelle aucune déformation n'existe. Le matériel ainsi accrété au prisme se déforme jusqu'à l'obtention d'un état critique contrôlé par la valeur, constante,  $\beta + \alpha$ , correspondant au biseau critique (*critical taper*). La valeur de l'angle du biseau critique dépend des propriétés mécaniques internes du prisme et du coefficient de friction sur la surface de décollement basale [Platt, 1988 ; Willett, 1992 ; Willett et al., 1993 ; Beaumont et al., 1994 ; Willett et al., 2001]. Dans des conditions d'apport constant et sans perte de matière (pas de variation de l'épaisseur de matériel accrété et absence d'érosion), dès l'état critique atteint, le prisme glisse de façon stable sur son niveau de décollement basal et croît de façon auto-similaire [Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1990]. Le concept du prisme critique de Coulomb suppose qu'en tout point, le prisme est dans un état proche de la rupture et donc dans un état mécaniquement critique.

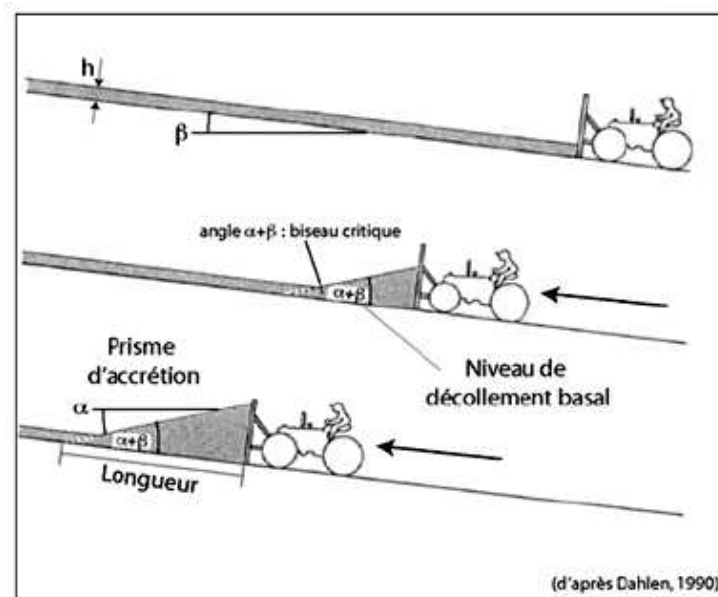


Figure 3 : Modèle de formation d'un prisme orogénique [d'après Dahlen, 1990, dans Graveleau, 2008]. Le bulldozer racle une épaisseur  $h$  de matériel crustal recouvrant une surface pentée d'un angle  $\beta$ . Un prisme d'accrétion, présentant une pente de surface  $\alpha$ , se forme et glisse sur une surface de décollement en dessous de laquelle aucune déformation n'a lieu.

Dans la nature, les prismes orogéniques sont néanmoins soumis à des processus ayant une influence sur les flux de matériel entrant et sortant, i.e. l'érosion et la sédimentation. Pour maintenir l'angle du biseau critique constant, plusieurs mécanismes de déformation

interviennent au front et/ou dans la partie interne du prisme (cf. section suivante). L'observation de modèles analogiques, couramment utilisés pour étudier la dynamique des prismes orogéniques, a montré que la prédominance d'un mode de déformation dépend de nombreux paramètres comme l'érosion et la sédimentation syntectonique ou une topographie ponctuellement déséquilibrée [Storti & McClay, 1995 ; Del Castello et al., 2004], une importante friction basale [Gutscher et al., 1996 ; Kukowski et al., 2002 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005], l'épaississement interne et la friction basale [Burbidge & Braun, 2002], l'interaction mécanique entre le pro-prisme et le retro-prisme [Del Castello et al., 2004 ; Naylor et al., 2005]. Ces paramètres ont donc une influence sur la stabilité du prisme orogénique qui peut présenter trois configurations, sous-critique, stable et sur-critique (**Figure 4**).

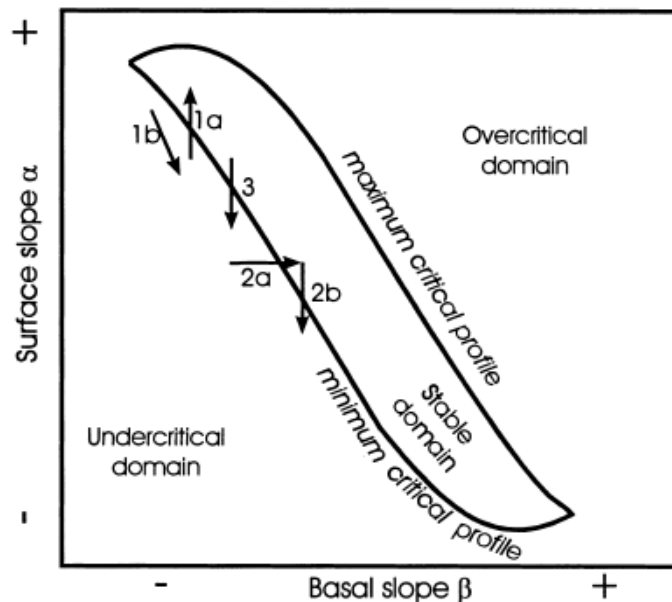


Figure 4 : Graphique conceptuel montrant l'influence de certains paramètres sur le champ de stabilité d'un prisme orogénique [Leturmy et al., 2000]. 1a : l'épaississement interne augmente la pente de surface et le prisme passe d'un domaine sous-critique à stable ; 1b : le basculement du prisme n'a pas d'influence sur sa dynamique ; 2a : l'augmentation du plongement de la surface basale est compensée par la sédimentation et fait passer le prisme en domaine stable ; 2b et 3 : l'accrétion frontale et l'érosion font passer le prisme en domaine sous-critique.

L'accrétion frontale, l'érosion et la sédimentation vont avoir comme conséquence de diminuer l'angle du biseau critique et de faire passer le prisme dans un **état sous-critique**

(Figure 4). Pour regagner un état stable, le prisme s'épaissit dans les zones internes, augmentant ainsi la pente de surface ( $\alpha$ ).

### Mécanismes de déformation

L'observation de modèles analogiques suggère que la croissance du prisme se caractérise alternativement par une phase d'allongement du prisme accommodée par la nucléation de chevauchements au front de l'orogène et par l'épaississement du prisme accommodée par les chevauchements situés dans la parties interne [e.g., *Mulugeta & Koyi, 1992 ; Storti & McKlay, 1995 ; Gutscher et al., 1996, 1998 ; McKlay & Whitehouse, 2004 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005*]. Ces deux mécanismes de déformation présentent un caractère cyclique [e.g., *Guscher et al., 1996, 1998 ; Figure 5A*].

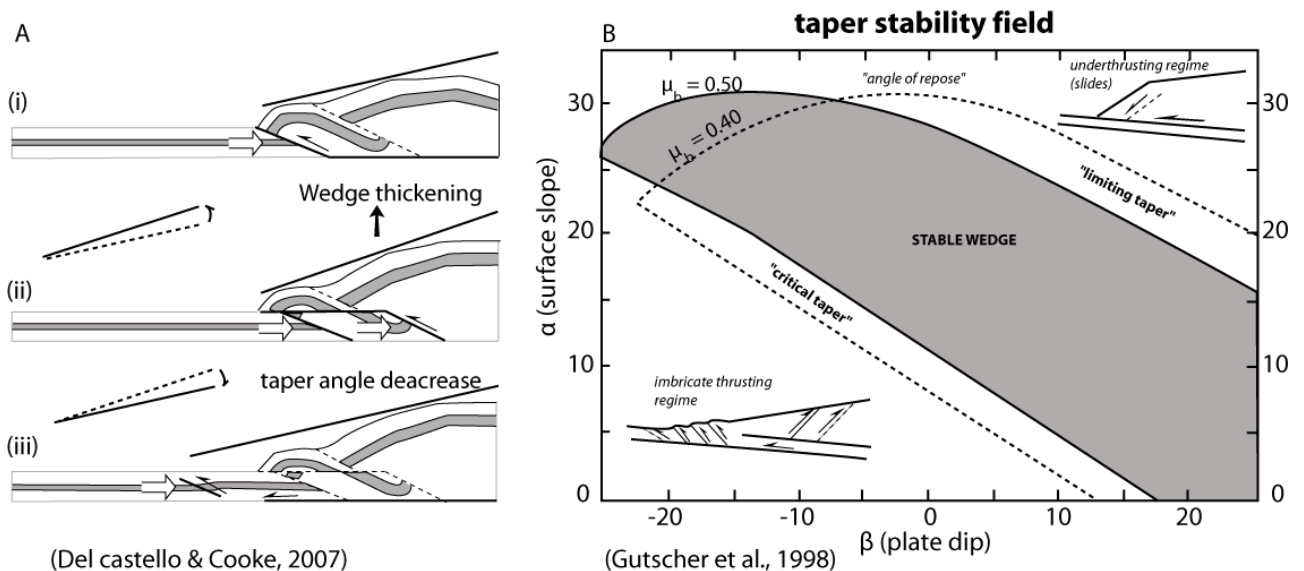


Figure 5 : A : diagramme schématique illustrant les effets des cycles d'accrétion frontale et de sous-charriage sur la géométrie des prismes. (i) accrétion initiale ; (ii) La phase de sous-charriage entraînant l'épaississement du prisme dans la partie interne et l'augmentation de la pente de surface ; (iii) Nouveau cycle d'accrétion frontale entraînant la diminution de la pente de surface. B : Champs de stabilité pour une friction basale ( $\mu_b$ ) forte (zone grisée) et modérée (pointillés).

Dans un premier temps, la déformation est transmise au front du prisme par un niveau de décollement basal et la phase d'accrétion frontale est marquée par la formation de chevauchements imbriqués en séquence et à vergence dirigée vers l'extérieur du système

(**Figure 5A-i**). Le second stade correspond au sous-charriage d'une écaille de matériel crustal, sous le prisme, par activation d'un niveau de décollement situé au dessus du premier (**Figure 5A-ii**). Ce stade se traduit par une augmentation de la pente de surface (**Figure 5A-ii**) et le prisme atteint un état instable correspondant à la partie supérieure du domaine de stabilité : biseau « limitant » ou maximum [*Gutscher et al., 1998* ; **Figure 5B**]. Le cycle recommence avec une phase d'accrétion frontale et la formation de chevauchements imbriqués au front (**Figure 5A-iii**). La pente de surface ( $\alpha$ ) diminue et le prisme passe à un régime correspondant à la limite inférieure du champ de stabilité (« biseau critique » ou minimum ; **Figure 5B** ; *Gutscher et al., 1998*).

La phase d'accrétion frontale se caractérise par la formation, au front du prisme, de structures compressives imbriquées, i.e., chevauchements, plis. Le développement du prisme entraîne l'intégration au prisme des sédiments syn-orogéniques du bassin et la formation d'une chaîne d'avant-pays (*fold-and-thrust belt* ; **Figure 1**). Celle-ci peut présenter des évidences de structures syn-sédimentaires, strates de croissance, associées à différents types de plis (pour plus de détails, on pourra se référer à la synthèse de *Shaw et al., 2005*): plis de courbure de faille (*fault-bend folds* ; *Suppe, 1983*), plis de propagation de faille (*fault-propagation folds* ; e.g., *Suppe & Medwedeff, 1990* ; *trishear folds* : e.g., *Erslev, 1991* ; *Hardy & Ford, 1997* ; *Allmendinger, 1998*), plis sur décollement (*detachment folds* ; e.g., *Dahlstrom, 1990* ; *Epard & Groshong, 1995* ; *Poblet et al., 1997*). A travers l'étude des relations tectonique-sédimentation, ces structures syn-sédimentaires permettent de dresser un calendrier assez précis de l'activité tectonique de ce cycle de la croissance orogénique. Cette phase de déformation se caractérise par de faibles mouvements verticaux (création de faibles reliefs), l'advection des particules dans le système étant principalement horizontale. Cependant, lorsque le matériel accrété correspond à d'épaisses unités de socle, la phase d'accrétion peut être à l'origine d'un important épaissement des parties internes du prisme. L'accrétion d'une nouvelle écaille induit la déformation et la surrection des écailles précédentes. L'empilement de ces unités se traduit par la formation d'une culmination anticlinale (*anticlinal stack*), induisant donc la formation de relief dont l'érosion entraîne alors l'exhumation de matériel profond. L'importance de la surrection et donc de l'épaississement interne est contrôlée directement par l'épaisseur des unités accrétées (qui dépend alors de la profondeur du niveau de découplage intra-crustal) ainsi que par la

distance entre les rampes de mur et leur pendage. La culmination anticlinale sera d'autant plus importante que la distance entre les rampes est réduite et leur pendage élevé.

La phase de sous-charriage se manifeste par le charriage sous le prisme de matériel crustal accrété au front. Selon *Gutscher et al, [1996, 1998]*, dans le cas d'une friction basale importante à modérée, deux configurations sont à considérer (**Figure 6**):

- ♦ Les chevauchements frontaux imbriqués sont cisailés par un niveau de décollement intermédiaire formant ainsi des duplexes. Ceux-ci sont ensuite charriés et plaqués sous le prisme (*underplating Duplexes* ; *Gutscher et al., 1998*). Contrairement aux duplex classiques (e.g., *Boyer et Elliott, 1982*), ces duplex présentent un décollement de toit soustractif par rapport aux structures à leur mur (=chevauchements hors-séquences).

- ♦ Les duplexes sont remplacés par une écaille chevauchante qui sera également charriée et plaquée sous le prisme (*Underplating Sheets* ; *Gutscher et al., 1998*).

Une des conséquences majeure de ce style tectonique, sous-charriage/sous-plaquage, est l'augmentation de la pente de surface par la création d'importants reliefs dans les parties internes (**Figure 6**). Cette phase de déformation est marquée par des mouvements verticaux importants (exhumation de matériel crustal ; e.g. *Konstantinovskaia & Malavieille, 2005*), la composante verticale de l'advection des particules dans le système étant majoritaire.

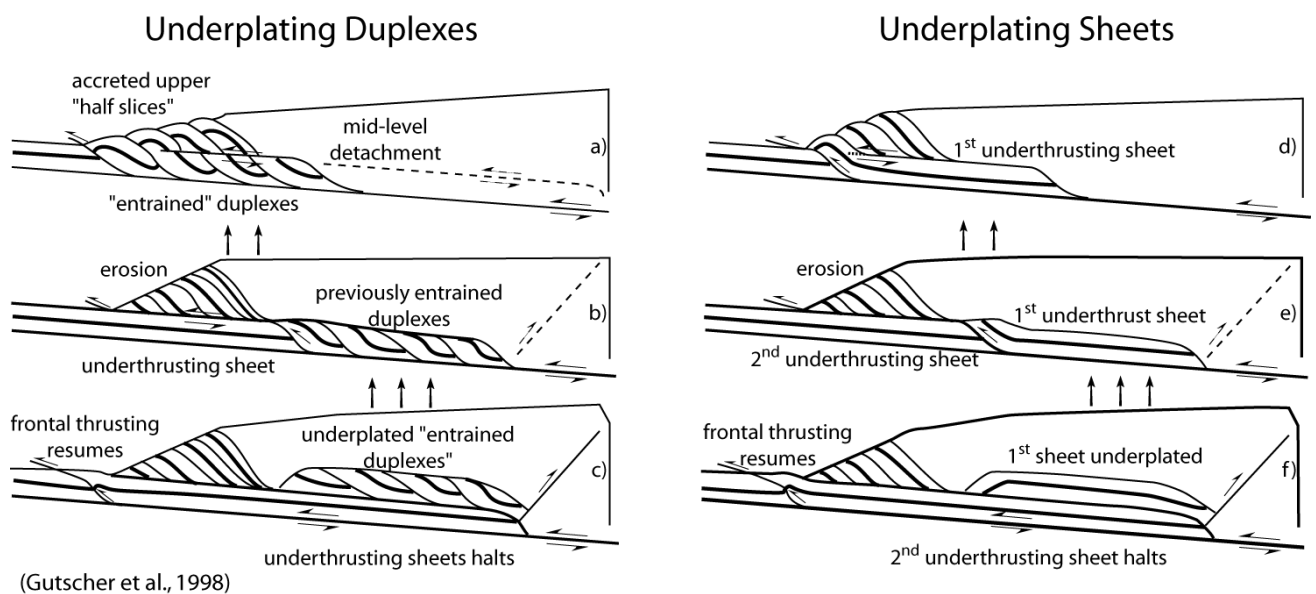


Figure 6 : coupes schématiques caractérisant les deux types de structures sous-plaquées. *A gauche* : Le sous-plaquage de duplex : (a) accrétion frontale avec cisaillement de chevauchements imbriqués au front, (b) sous-charriage des duplex avec création de relief dans la partie frontale, (c) sous-plaquage des duplex entrainant l'activation d'un retro-chevauchement et la création de relief dans la partie interne du prisme. *A droite* : sous-plaquage d'une écaille : (a) accrétion frontale suivie du sous-charriage d'une écaille, (b) sous-charriage d'une nouvelle écaille entrainant la création de relief dans la partie frontale du prisme, (c) sous-plaquage de la 1<sup>ère</sup> écaille avec activation d'un retro-chevauchement et création de relief dans la partie interne (les flèches noires localisent le maximum de soulèvement vertical).

---

Il apparaît donc très important d'étudier la façon dont ces mécanismes interagissent et surtout comment ces interactions se traduisent en termes de relief, d'érosion, de propagation de la déformation et de sédimentation/enfouissement/exhumation des sédiments syn-orogéniques du bassin d'avant-chaine. Ce travail passe donc par la caractérisation fine de ces différents modes de déformation.

- ♦ Les mécanismes de déformation au front du prisme pour lequel l'étude des relations tectonique-sédimentation dans les sédiments syn-orogéniques du bassin d'avant-chaine accrété au prisme, fournira un calendrier d'activité tectonique précis [e.g., [Barrier, 2002](#)]

- ♦ Les mécanismes d'épaississement interne qui combinés à l'érosion entrainent l'exhumation de matériel crustal dans les parties internes du prisme [e.g., [Konstantinovskaia & Malavieille, 2005](#)]. Ces mécanismes ne sont cependant pas systématiquement enregistrés par les relations tectonique-sédimentation : En fait, la **Figure 6** ne synthétise pas toutes les configurations possibles. En effet, sur cette figure le chevauchement frontal est toujours actif, on peut donc y dater la phase de sous-plaquage. Un autre cas est par exemple celui d'un chevauchement hors-séquence sortant dans les parties internes. Dans ce cas, la sédimentation n'est pas directement liée au chevauchement et la datation est plus difficile (mais possible si cette activité tectonique se traduit par un apport de conglomérats). **Lorsqu'il n'y a pas d'enregistrement de cette activité tectonique par les sédiments du bassin d'avant-chaine, la thermochronologie permettant de dater le refroidissement des roches, constitue donc l'outil le plus approprié (Figure 7).** Le choix du thermochronomètre (et donc de la gamme de

température) dépend ainsi du problème posé mais également du contexte géologique de la zone d'étude (cf. **chapitre II**).

♦

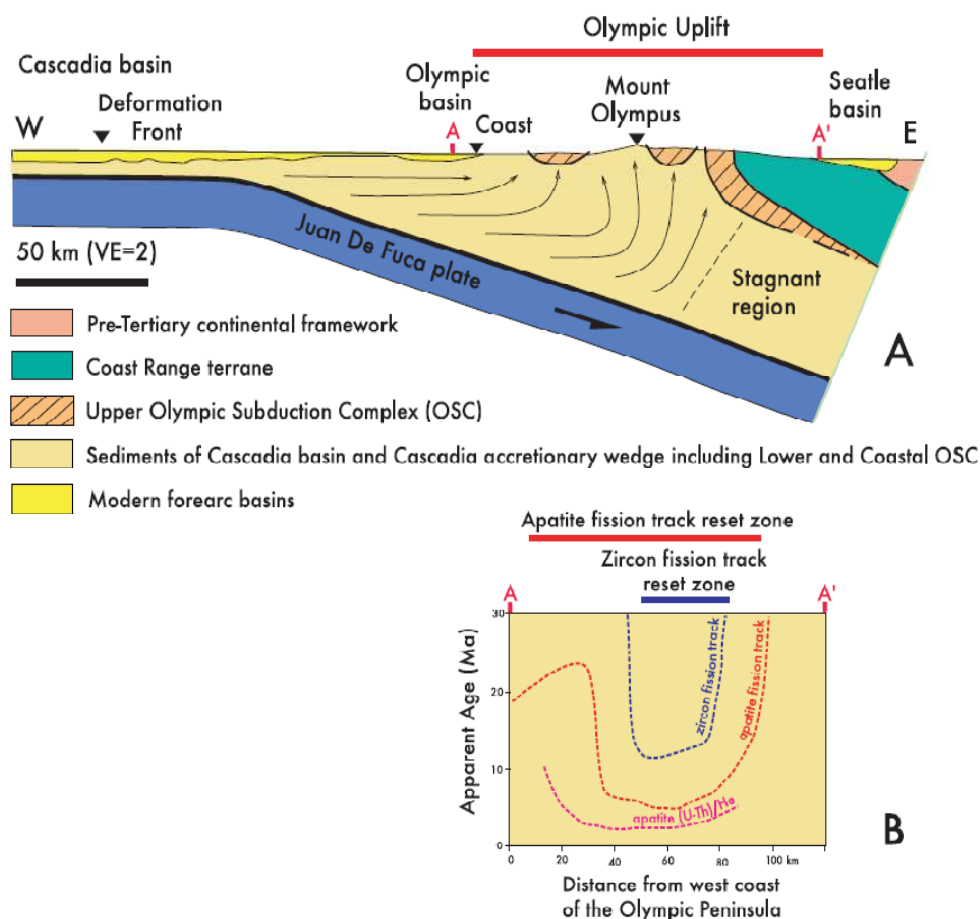


Figure 7 : a) Coupe schématique illustrant les lignes de flux dans le prisme d'accrétion des Cascades [d'après *Brandon et al., 1998* dans *Konstantinovskaia & Malavieille, 2005*] ; b) Ages thermochronologiques synthétiques le long de la coupe AA' [d'après *Batt et al., 2001* dans *Konstantinovskaia & Malavieille, 2005*].

### Cadre de l'étude

L'objet choisi dans cette étude est le prisme Pyrénéen (cf. **chapitre I**). Résultant de la collision des plaques Ibérique et Européenne, celui-ci présente un contexte tectono-stratigraphique relativement bien connu [e.g. *Séguret, 1972* ; *Choukroune, 1976* ; *Puigdefabregas & Souquet, 1986* ; *Labaume et al., 1985* ; *Teixell, 1996*]. La structure crustale de l'édifice orogénique est également bien contrainte depuis les campagnes de sismique réflexion des projets ECORS-Pyrénées [e.g., *ECORS Pyrenean Team, 1988* ; *Choukroune, 1989* ; *Roure et al., 1989* ; *Mattauer, 1990* ; *Muñoz, 1992*] et ECORS-Arzacq [e.g., *Daignières*



& Séguret, 1994 ; Teixell, 1998] qui ont permis de mettre en évidence la subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne. Nous nous sommes focalisé sur une transversale complète de l'orogène située dans la partie ouest des Pyrénées centrales. **L'intérêt de la zone d'étude réside dans le fait qu'elle présente au sud (partie orientale du bassin de Jaca), une épaisse série syn-orogénique continue (contrairement à la coupe des Pyrénées centrales, le long du profil ECORS-Pyrénées) et caractérisée par une déformation importante (schistosité dans la partie nord du bassin ainsi que des plis et des chevauchements).**

La chaîne des Pyrénées fut récemment l'objet de nombreuses études thermochronologiques, (U/Th)/He et traces de fission sur apatite, traces de fission sur Zircon,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur micas et feldspaths, essentiellement localisées dans la Zone Nord-Pyrénéenne et la Zone Axiale [Yelland, 1990 ; Morris et al., 1998 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Maurel et al., 2004 ; Sinclair et al., 2005 ; Jolivet et al., 2007 ; Gibson et al., 2007 ; Metcalf et al., 2009]. Les âges traces de fission sur apatite sont caractérisés par un rajeunissement vers le sud interprété comme résultant de la migration vers le sud de la déformation [Fitzgerald et al., 1999 ; Maurel et al., 2004 ; Sinclair et al., 2005 ; Jolivet et al., 2007 ; Gibson et al., 2007 ; Metcalf et al., 2009]. Dans la partie ouest des Pyrénées centrales, Jolivet et al., [2007] confirment cette migration de la déformation vers le sud, mais mettent également en évidence la réactivation tectonique hors-séquence du bord sud de la Zone Axiale durant le Miocène inférieur, postérieurement au scellement du front chevauchant sud.

Dans le cadre de cette étude, la méthode choisie est celle des traces de fission sur apatite (cf. **chapitre II**) qui permet de contraindre le refroidissement d'une roche entre  $\approx 120^\circ\text{C}$  et  $\approx 60^\circ\text{C}$  [e.g., Fitzgerald et al., 1995 ; Gallagher et al., 1998]. En contexte compressif, l'origine de ce refroidissement enregistré par les apatites est principalement l'érosion qui se produit en réponse à deux phénomènes majeurs : l'activité tectonique (création de reliefs) et le climat. L'influence de chacun de ces paramètres dans la dynamique de croissance d'un prisme orogénique est importante. Afin de déconvoluer le signal fournit par la thermochronologie (distinguer le signal tectonique du signal climatique) notre stratégie a consisté à échantillonner en fonction du contexte tectonique et stratigraphique (cf. **chapitre II**).

Les questions majeures abordées dans le cadre de cette étude sont : Quelle est la répartition chronologique et spatiale des déformations? Quels sont les mécanismes de déformation à l'origine du développement du prisme des Pyrénées ? Et comment ces derniers influent sur l'évolution du bassin d'avant-chaine, en termes d'enfouissement et d'exhumation des séries syn-orogéniques? Est-ce que, et si oui, comment, la réactivation tectonique hors-séquence, observée sur le bord sud de la Zone Axiale [Jolivet *et al.*, 2007], s'exprime dans le bassin ? S'agit-il d'un phénomène localisé ou concerne-t-il l'ensemble du prisme orogénique pyrénéen ?

#### *Organisation du manuscrit*

Ce travail de thèse qui consitue la suite du travail préliminaire de Jolivet *et al.*, [2007] s'organise comme suit :

**Le chapitre I** présente un état des connaissances sur l'évolution de la chaîne pyrénéenne. Sur la base de données géologiques et géophysiques, on précise dans cette partie les grandes phases tectoniques ayant participées à la structuration de la chaîne qui sont, dans l'ordre chronologique: l'orogénèse hercynienne, l'extension Albienne et l'orogénèse alpine (pyrénéenne). Dans ce chapitre, une mention spéciale sera consacrée à la réalisation d'une synthèse des données thermochronologiques qui apportent de précieuses informations sur la dynamique de croissance de l'orogène pyrénéen.

**Le chapitre II** présente d'abord la méthode de thermochronologie utilisée dans le cadre de ce travail : les traces de fission sur apatite. Dans un second temps, nous verrons comment mettre en œuvre cette méthode afin de répondre au problème géologique posé, i.e., identifier et quantifier les mouvements verticaux dans les Pyrénées centro-occidentales.

Dans **le chapitre III** sont présentés les résultats obtenus dans le bassin d'avant-chaine sud-pyrénéen, vierge de datations thermochronologiques, et principalement dans le bassin de Jaca. Une étude structurale détaillée basée sur la réalisation de cinq nouvelles coupes équilibrées combinée à une analyse thermochronologique TFA a permis de proposer un modèle d'évolution thermo-tectono-stratigraphique de cette partie du prisme sud pyrénéen permettant de suivre le cycle de dépôt/enfouissement/exhumation des sédiments syn-orogéniques du bassin en lien avec l'histoire tectonique.

**Le chapitre IV** présente une coupe crustale complète du prisme pyrénéen intégrant des datations TFA nouvelles et issues de la bibliographie, dans le socle paléozoïque de la Zone Axiale et de la Zone Nord-Pyrénéenne et permettant d'apporter de nouvelles contraintes sur les mouvements verticaux affectant le socle de l'orogène pyrénéen.

Enfin, **le chapitre V** comprend une étude de la mécanique de déformation du prisme sud pyrénéen basée sur l'analyse des paramètres géométriques du bassin d'avant chaîne déduits des coupes restaurées pas à pas (présentées dans le **chapitre III**). Les résultats de l'ensemble de l'étude sont ensuite intégrés dans un modèle crustal d'évolution du prisme des Pyrénées centre-ouest qu'il s'agit de replacer dans le contexte des travaux antérieurs et modèles décrivant l'évolution des Pyrénées et également dans le contexte plus large de l'évolution des prismes orogéniques. Sur ce dernier aspect nous nous concentrerons plus particulièrement sur le cas du prisme des Appennins du nord qui se caractérise par un contexte géodynamiques différent des Pyrénées.

Un chapitre de conclusion résume les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette étude ayant permis de préciser l'évolution du prisme pyrénéen et plus largement, de mieux appréhender les mécanismes de croissance des prismes orogéniques.





# Chapitre I. Histoire géodynamique de l'orogène Pyrénéen

## I.1. Cadre structural

Constituant la frontière naturelle entre la France et la péninsule Ibérique, la chaîne des Pyrénées, d'orientation générale E-SE W-NW, s'étend sur environ 400 kilomètres de long, de la mer Méditerranée à l'océan Atlantique, et sur 150 kilomètres de large (**Figure I-1**). Géologiquement, le système orogénique Cantabrico-Pyrénéo-Provençal s'étend d'est en ouest, de la Provence jusqu'à la marge continentale Nord Espagnole (Monts Cantabriques), sur plus de 1000 kilomètres.

Edifié à la frontière entre les plaques Ibérique et Européenne, l'orogène pyrénéen résulte de la superposition, sur un même segment crustal, des effets tectoniques, stratigraphiques, magmatiques et métamorphiques de deux cycles orogéniques (i.e., les orogénèses hercynienne puis alpine) séparés par une période extensive au mésozoïque. Cette succession d'événements géodynamiques a induit le développement de grandes structures dont le rôle dans la dynamique du prisme orogénique pyrénéen reste encore à préciser. Ci-dessous nous rappelons les caractéristiques des grandes structures Pyrénéennes en se focalisant plus particulièrement sur la partie ouest des Pyrénées centrales qui constitue la zone d'étude de ce travail.

### I.1.a. Les grandes unités géologiques

Les Pyrénées alpines sont classiquement divisées en cinq domaines structuraux d'orientation N110°, parallèle à l'allongement de la chaîne [*Bertrand, 1940; Mattauer, 1968; Choukroune & Séguret, 1973; Castéras, 1974; Mattauer & Henry, 1974; Mirouse, 1980; Boillot, 1984*], organisés comme suit (**Figure I-1**, du nord au sud) :

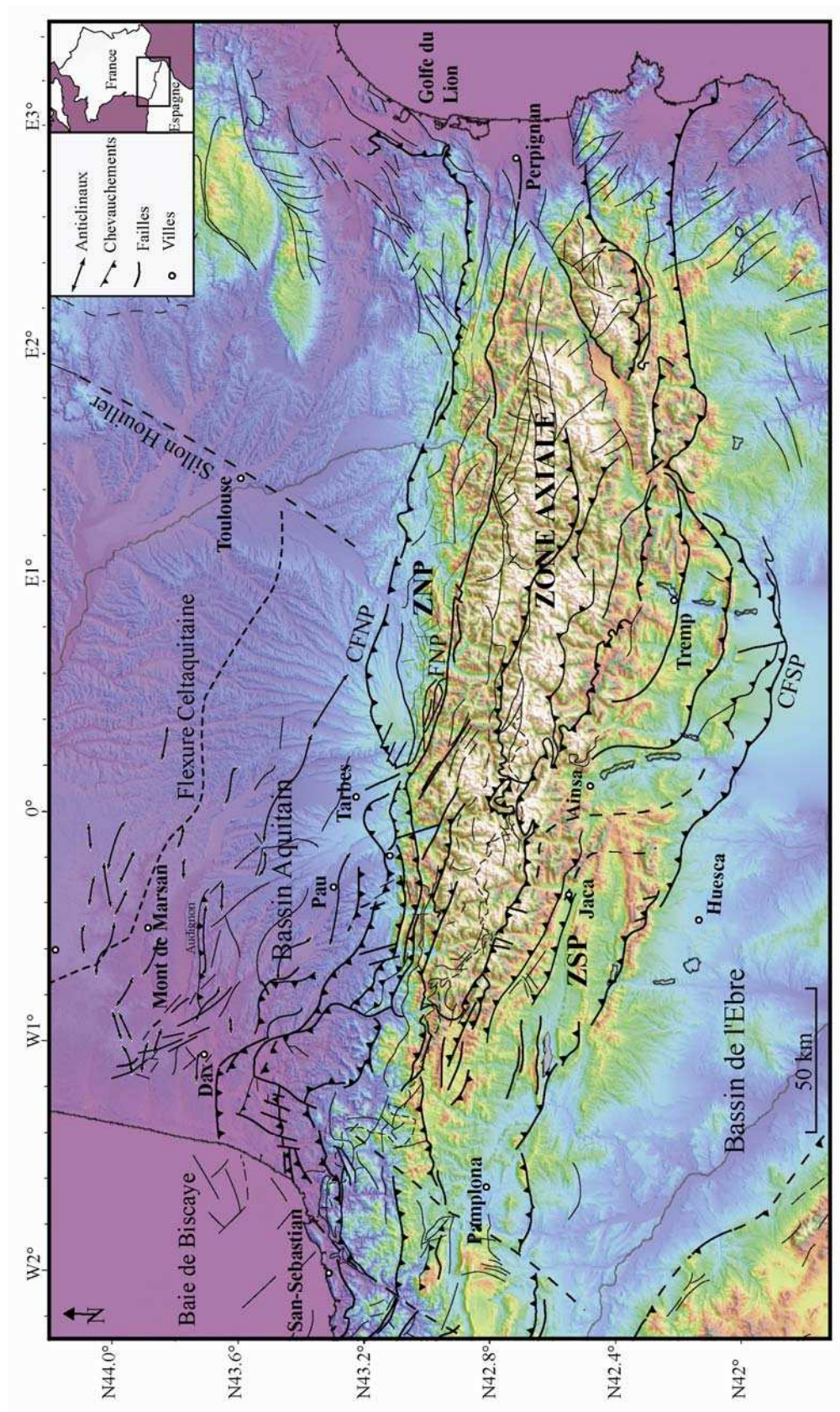


Figure I-1 : Schéma structural des Pyrénées superposé au Modèle Numérique de Terrain, MNT [modifié d'après Lacan, 2008].



**Le bassin Aquitain (Figure I-2)** constitue l'avant-pays septentrional de l'orogène. C'est une zone composite qui s'est développée depuis le Trias sur un substratum paléozoïque hétérogène. Du nord au sud, deux ensembles peuvent être distingués :

- ♦ L'avant-pays correspond à une plate-forme stable et peu subsidente dont l'évolution a été contrôlée par de grands accidents de socles : la flexure Celte-Aquitaine et la faille de Villefranche-de-Rouergues (communément appelée Sillon Houiller) sont les principaux (**Figure I-1**).
- ♦ La zones plissée s'est développée principalement au pied du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) et a été peu impliquée dans le système de chevauchement Nord-pyrénéen, celle-ci n'étant affecté que par un système de chevauchements mineurs et de plis associés [*Baby et al., 1988 ; Déramond et al., 1993*]

**La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP, Figure I-2 et Figure I-3A)** assure la continuité entre la marge de Gascogne à l'ouest et la virgation des Corbières à l'est. Elle est charriée sur le bassin Aquitain au nord par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et est séparée de la Zone Axiale au sud par la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP). Cette faille majeure, caractérisée par une trace cartographique rectiligne, est d'échelle crustale. Sa trace se perd néanmoins dans le segment occidental de la chaîne, où, selon *Teixell [1990]*, la limite méridionale de la Zone Nord-Pyrénéenne correspond au chevauchement à vergence sud de Lakoura (prolongement vers l'ouest du chevauchement des Eaux-Chaudes situé plus à l'est dans la Zone Axiale). La largeur de la ZNP est plus importante dans les Pyrénées occidentales que dans les Pyrénées centro-orientales, ce qui témoigne d'une structuration anté-orogénique (mésozoïque) complexe. Stratigraphiquement, sa couverture sédimentaire peut se subdiviser en deux ensembles : une série carbonatée d'âge Jurassique à Aptien et une série grésopélique d'âge Albien à Crétacé supérieur [*Choukroune, 1976*].

---

Figure I-2 : Carte géologique schématique du N-E de la péninsule ibérique [modifiée d'après *Vergès et al., 2002*]. ZNP : Zone Nord-Pyrénéenne ; ZSP : Zone Sud-Pyrénéenne ; UCSP : Unité Centrale Sud-Pyrénéenne ; CFNP : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen ; FNP : Faille Nord-Pyrénéenne ; CE-C : chevauchement des Eaux-Chaudes ; CL : chevauchement de Larra ; CLk : chevauchement de Lakoura ; CG : chevauchement de Gavarnie ; CMtP : chevauchement du Mont Perdu ; CFSP : chevauchement frontal Sud Pyrénéen ; COt : chevauchement d'Oturia ; AB : anticlinal de Boltaña. Le cadre rouge correspond à notre zone d'étude.





Le socle anté-mésozoïque apparaît dans les massifs Nord-Pyrénéen dont la taille, très variable, va de 300 km<sup>2</sup> pour le massif de l'Arize à moins de 1 km<sup>2</sup> pour le massif de Camurac. Ils sont de forme amygdalaire et leur grand axe est parallèle à l'axe de la chaîne. Ces massifs, le plus souvent en contact tectonique avec leur encaissant mésozoïque, se caractérisent en général par un basculement vers le nord. Ce dernier, probablement attribué à la tectogénèse alpine, peut dans certain cas être plus ancien, l'âge des terrains recouverts par les sédiments mésozoïques augmentent vers le sud. A l'instar de la largeur de la ZNP, la répartition géographique de ces massifs Nord-Pyrénéens montre des disparités très fortes : la partie occidentale de la ZNP se caractérise en effet par une absence quasi totale de socle anté-mésozoïque. Ces caractéristiques structurales, pouvant être interprétées comme résultant de la configuration pré-orogénique ainsi que de la variation est-ouest de la quantité de raccourcissement Pyrénéen, seront discutées ultérieurement.

La ZNP est caractérisé par la présence à l'affleurement dans les séries mésozoïques, de corps ultrabasiques distribués le long de la FNP [Figure I-3, *Monchoux, 1970 ; Fabriès et al., 1991, 1998*]. Sur une largeur de 5-10 km le long de la Faille Nord-Pyrénéenne, la ZNP témoigne d'un métamorphisme haute température-basse pression à diopyres [Golberg, 1987], localisé dans les Pyrénées centrales et orientales, d'âge Albo-Cénomanién [Figure I-3A, *Albarède & Michard-Vitrac, 1978 ; Golberg & Maluski, 1988*]. Cette zone également caractérisée par une intense déformation correspond à la Zone Interne Metamorphique (ZIM) [Choukroune, 1976 ; Souquet et al., 1977 ; Debboas, 1978]. La Zone Nord-Pyrénéenne se caractérise également par la présence d'un magmatisme alcalin daté entre 100 Ma et 85 Ma [Golberg et al., 1986 ; Montigny et al., 1986]. De petits massifs de roches tholéitiques sous-saturées, les ophites, jalonnent également la Zone Nord-Pyrénéenne sur toute sa longueur. Ces massifs ophitiques sont considérés d'âge triasique [Montigny et al., 1986 ; Azambre et al., 1987 ; Fondécave-Wallez & Peybernès, 2002 ; Canérot, 2006]. De récentes datations géochronologiques [Desreumeaux et al., 2002], contestées car réalisées sur un massif isolé, les dates du Paléocène inférieur (Danien).

**La Zone Axiale (ZA, Figure I-2)**, également appelée Haute Chaîne Primaire (HCP), correspond à l'axe de symétrie morphologique de la chaîne. Elle est principalement composée de roches paléozoïques déformées lors des cycles orogéniques hercynien et alpin (respectivement détaillés dans les § I.2.a et I.3). La structure de la Zone Axiale, présentant un

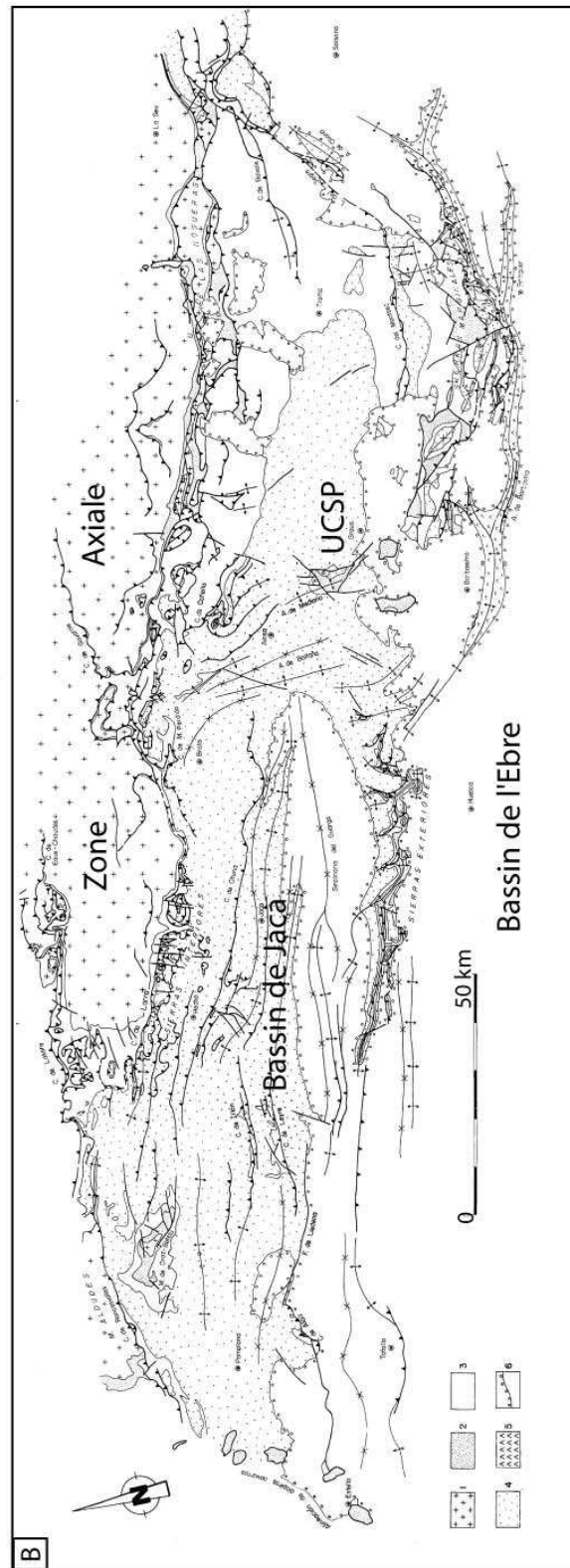
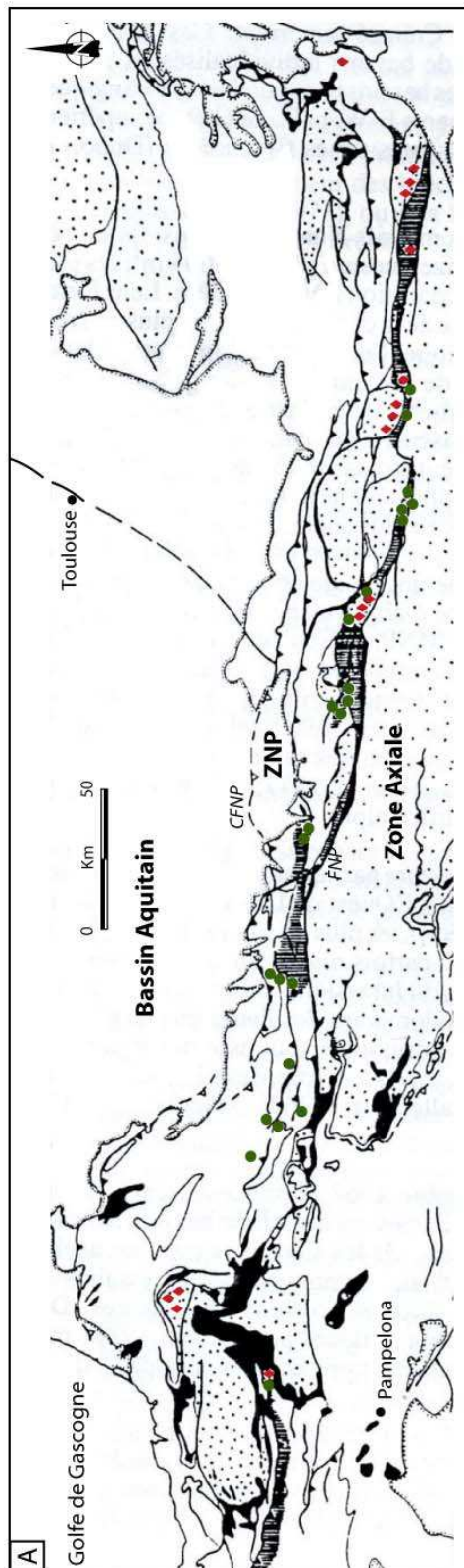




Figure I-3 : A- Carte de la Zone Nord-Pyrénéenne [*modifiée d'après Saint-Blanquat, 1989*]. Pointillé : socle hercynien ; noir : Permo-Trias ; hachures verticales : terrains secondaires métamorphiques ; losanges rouges : granulites ; cercles verts : Iherzolites. B-Carte structurale du versant sud des Pyrénées centrales [*Teixell, 1992*]. 1 : Paléozoïque ; 2 : Trias ; 3 : Jurassique-Crétacé (faciès continentaux du Garumnien inclus) ; 4 : Paléocène-Eocène ; 5 : évaporites d'âge Eocène supérieur ; 6 : Eocène terminal, Oligocène et Miocène ; UCSP : Unité Centrale Sud Pyrénéenne

---

plongement axial vers l'ouest, est constituée d'un empilement d'unités chevauchantes à vergence principale vers le sud et à géométrie en éventail. Sur le socle hercynien apparaît en discordance un tégument constitué de matériel stéphano-permien et de Trias inférieur (Buntsandstein) [*e.g., Mirouse, 1966 ; Gisbert, 1981 ; Gisbert, 1981, 1983a, 1983b ; Bixel, 1984 ; Valero, 1986*]. Des lambeaux de Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien) affleurent dans la partie nord de la Zone Axiale, contre la Faille Nord-Pyrénéenne [*Magné & Mattauer, 1968 ; Castéras et al., 1971*]. Sur le segment occidental de la chaîne (région de la Pierre St Martin), le socle anté-mésozoïque est recouvert par les carbonates du Crétacé supérieur. La série méso-cénozoïque la plus complète de la Zone Axiale affleure dans le synclinal d'Amélie-les-Bains dans les Pyrénées orientales [*Romero, 1959*]. La structure profonde de la Zone Axiale sera développée plus avant dans le § I.3.b.

**La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP, Figure I-2, et Figure I-3B) [*Séguret, 1972*] (cf Chapitre III)** constitue avec la Zone Axiale un même système chevauchant à vergence sud formant le prisme sud-Pyrénéen. La ZSP correspond à une partie du bassin d'avant-chaîne Sud-Pyrénéen accrétée au prisme orogénique. Elle est principalement constituée de terrains d'âge crétacé supérieur et éocène, localement recouverts par des molasses de l'Oligo-Miocène, qui sont décollées au niveau du Trias. La déformation est assez faible et se caractérise essentiellement par des plis peu déversés, d'amplitude kilométrique, et par de l'écaillage par des chevauchements. La présence d'une schistosité est cependant notable dans la partie nord de la ZSP [*Séguret, 1972*]. Celle-ci est partitionnée par des failles transverses rejoignant le Trias qui ont valeur de rampes latérales la divisant en trois parties, d'est en ouest : le bassin de Ripoll entre la mer Méditerranée et la faille du Segre, l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale entre les failles du Segre et du Cinca, le bassin d'Ainsa-Jaca entre les failles du Cinca et de Pampelune (au-delà de laquelle on passe vers l'ouest à la chaîne Cantabrique. La ZSP est transportée vers le sud et charriée sur le Bassin de l'Ebre par

l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (CFSP) [*Séguret, 1972 ; Vergés & Muñoz, 1990*]. Les séries mésozoïques décollées de la ZSP correspondent donc à la couverture du substratum Paléozoïque de la Zone Axiale.

**Le bassin de l'Ebre (Figure I-2)** se caractérise par une épaisse série (environ 5000 m) constituée principalement de dépôts tertiaires. L'épaisseur des séries syn-orogéniques diminue vers le Sud marquant la flexure de la plaque ibérique. Le bassin de l'Ebre est caractérisé par la présence à l'affleurement des ultimes séries de remplissage du bassin Sud-Pyrénéen [*Puigdefàbregas et al., 1992*]. Parmi celles-ci sont préservés des dépôts syn-orogéniques d'âge jusqu'au Miocène inférieur [*Millàn Garrido et al., 2000; Arenas et al., 2001*]. Dans sa partie septentrionale, le bassin de l'Ebre est affecté par des structures sub-parallèles au Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et dont la plupart sont synchrones des derniers mouvements de la compression alpine [*Millàn Garrido, 2006*]. L'évolution géodynamique du bassin de l'Ebre n'est pas seulement associée à l'évolution du prisme Pyrénéen mais également au développement des chaînes alpines Ibériques et Catalanes [e.g., *Puigdefàbregas & Souquet, 1986 ; Guimerà & Alvaro, 1990 ; Casas Sainz, 1992 ; Zoetemeijer et al., 1990*] dont il est également le bassin d'avant-chaine.

## I.2. La structuration anté-orogénique

L'évolution géodynamique anté-alpine du segment crustal pyrénéen a vu se succéder plusieurs évènements majeurs caractérisés par des régimes de contraintes différents. L'influence de la superposition de ces différents évènements géodynamiques sur la construction du prisme pyrénéen a été très forte. Trois grandes étapes de la structuration anté-orogénique peuvent être distinguées qui sont, dans l'ordre chronologique, l'orogénèse hercynienne, l'extension tardi-hercynienne et l'extension mésozoïque, cette dernière étant à mettre en relation avec l'ouverture de l'océan Atlantique. Le propos n'est pas de faire une description exhaustive de ces trois stades anté-orogéniques mais d'en dégager les principaux traits dont le rôle ultérieur dans l'orogénèse pyrénéenne est très net.

### I.2.a. Evolution paléozoïque de la Chaîne Hercynienne

#### I.2.a.i. L'orogénèse hercynienne

Il convient, en premier lieu, de replacer les Pyrénées hercyniennes dans le contexte structural de l'orogène varisque. Ainsi, [Matte \[1986\]](#) montre l'appartenance du Paléozoïque plissé de la chaîne des Pyrénées à une zone externe de la chaîne Varisque **Figure I-4**). Lors du cycle hercynien, le début de l'activité tectonique dans le futur domaine pyrénéen est marqué par la subsidence du bassin d'avant-chaîne, rempli de matériel clastique (flyschs carbonifères) daté du Viséen terminal dans la partie est de la chaîne [[Bessière et al., 1994](#)] et du Namurien-Westphalien dans les Pyrénées Centrales et Occidentales [[Delvolvé, 1987](#) ; [Mirouse et al., 1983](#) ; [Delvolvé et al., 1993](#) ; [Delvolvé et al., 1998](#)]. Ce diachronisme caractérisant le début de l'activité tectonique se traduit également dans l'âge de la déformation hercynienne, plus précoce dans la partie orientale de la chaîne (Viséen) [[Hartevelt, 1970](#)] que dans la partie occidentale (Westphalien) [[Wensink, 1981](#) ; [Delvolvé et al., 1993](#)]. Il est de plus proposé par [Barnolas et Chiron, \[1996\]](#) que la phase de déformation majeure soit datée du Westphalien.



Figure I-4 Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe [d'après Matte, 1986]. 1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : zones externes ; 5 : bassins dévono-carbonifères ; 6 : socle prévarisque peu ou pas déformé ; 7 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 8 : grands décrochements ductiles.

La part exacte de la déformation à attribuer à l'orogénèse hercynienne est souvent assez difficile à distinguer de la déformation alpine dans la Zone Axiale. Certains traits structuraux majeurs peuvent cependant être dégagés [Autran *et al.*, 1996]:

- ♦ formation de structures tangentielles précoces qui se traduisent par des nappes et des plis couchés dans la partie supérieure de la croûte (superstructure) et par

une foliation pénétrative dans le Paléozoïque inférieur (infrastructure). Le sens de déversement général des structures hercyniennes est vers le sud, localement vers le sud-ouest dans les Pyrénées orientales [Mattaue et al., 1967].

- ♦ Coexistence de deux types de mégastructures en dôme : a) celles caractérisées par une foliation précoce subparallèle à la stratification, dans le cas des dômes à cœur d'orthogneiss de l'Aston, de l'Hospitalet, du Canigou et des Albères ; b) celles marquées par une foliation majeure en éventail où c'est la stratification qui définit des plis à foliation de plan axial. Il s'agit des « pseudo-dômes » de Pallaresa, de Rabassa et de l'Orri.

- ♦ Le Paléozoïque supérieur (parties nord centrale et occidentale de la Zone Axiale) forme des synformes caractérisés par des plis à plans axiaux très inclinés.

Toutes ces structures sont compatibles avec un régime global de raccourcissement N-S.

La série sédimentaire des Pyrénées hercyniennes s'organise comme suit (de bas en haut) [Laumonier, 1996 ; Dégardin, 1996 ; Majesté-Menjoulas et al., 1996]:

- ♦ Les termes les plus anciens, datés du Cambrien inférieur par analogie avec la Montagne Noire [Cavet, 1957 ; Laumonier & Guitard, 1986 ; Laumonier, 1987b, 1988], sont constitués de deux séries : a) La **série de Canaveilles**, à dominantes grésopelitiques, correspond à la couverture discordante du socle cadomien ; b) La **série de Jujols** est presque exclusivement composée de schistes à alternance de silts et de pélites. Elle se caractérise par une distribution géographique discontinue.

- ♦ La partie supérieure du Paléozoïque sédimentaire, débutant à l'Ordovicien supérieur, est marquée par un changement brutal de sédimentation par rapport à l'Ordovicien inférieur. Aux premiers dépôts conglomératiques succèdent les « schistes troués » [Cavet, 1959], première formation fossilifère, datée du Caradocien s.l.. Le Silurien, caractérisé par une succession homogène de schistes riches en matière organique, a joué un rôle majeur de niveau de décollement dans l'édification du prisme hercynien. Le Dévonien basal se caractérise par des séries carbonatées présentant un enrichissement en intercalations silto-gréseuse. La sédimentation du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur est marquée par un retour à l'homogénéisation des dépôts carbonatés avant l'arrivée de matériel détritique synorogénique du Culm.

Le métamorphisme hercynien des Pyrénées [Barnolas & Chiron, 1996] est caractérisé par une certaine continuité, depuis l'épizone dans les séries de couvertures jusqu'à la



catazone dans les parties plus profondes de l'édifice. Sur la base d'arguments structuraux, l'âge du métamorphisme dans les Pyrénées est compris entre le Carbonifère inférieur terminal [Guitard, 1970 ; Saint-Blanquat, 1989 ; Zwart, 1986] et la base du Stéphanien. Des données radiométriques obtenues sur des granulites orthodérivées permettent de retenir un âge de  $305 \pm 5$  Ma pour l'événement thermique majeur ayant affecté la croûte hercynienne des Pyrénées. Ainsi, cet épisode métamorphique est contemporain de la phase de déformation majeure [Soula, 1970 ; Castaing et al., 1973 ; Aparicio et al., 1975 ; Soula & Debat, 1976 ; Barnolas & Chiron, 1996].

Le plutonisme dans les Pyrénées hercyniennes (**Figure I-5**) est marqué par l'abondante présence de granitoïdes intrusifs dans tous les niveaux de la croûte, du Précambrien jusqu'au Carbonifère [Autran et al., 1970].

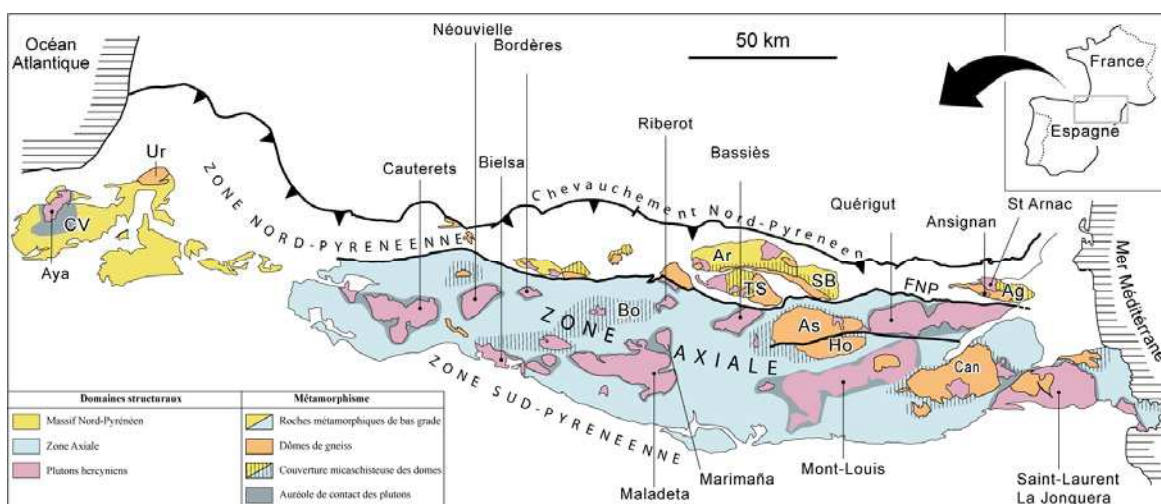


Figure I-5 : Carte du segment hercynien des Pyrénées [modifiée d'après Denèle et al., 2009]. Bo : dôme de Bossòst ; TS : Trois-Seigneurs ; As : dôme d'Aston ; Ho : dôme de l'Hospitalet ; Can : dôme du Canigou ; Ag : dôme de l'Agly ; NPF : Faille Nord-Pyrénéenne.

Ces corps, principalement des batholites stratoïdes, peuvent être classés en fonction de leur position par rapport aux zones du métamorphisme régional [e.g., Debon et al., 1996]:

- ♦ Les **granitoïdes supérieurs**, les plus nombreux, ont leur toit situé dans les zones non/faiblement métamorphiques. Ils sont de taille importante et présentent une auréole de métamorphisme discordante avec le métamorphisme régional. Ainsi, ce dernier

aspect suggère que la mise en place de ces granitoïdes supérieurs est postérieure à l'événement thermique hercynien majeur.

- ♦ Les **granitoïdes intermédiaires**, rares et de taille réduite, sont situés dans la mésozone
- ♦ Les **granitoïdes inférieurs**, également de petite taille, sont situés dans le domaine catazonal-anatectique.

Les données radiométriques [Figure 9.41 dans Debon et al., 1996] datent l'épisode plutonique entre 315 et 275 Ma (Westphalien à Autunien). L'âge relatif de mise en place de ces corps intrusifs, très discuté, semblerait être tardi/postérieur à la phase majeure de déformation [Autran et al., 1970 ; Brindley, 1973 ; Zwart, 1979 ; Autran, 1980 ; Debon et al., 1996]. Cependant, des études récentes montrent que la mise en place de ces plutons est synchrone de la phase majeure de déformation, transpressive dextre [e.g., Santana et al., 1992 ; Denèle et al., 2007 ; Olivier et al., 1999 ; Gleizes et al., 2006 ; Denèle et al., 2009].

Le volcanisme d'âge stéphanopérien [Debon et al., 1996], bien distribué dans la chaîne (Figure I-6), est de composition assez homogène. Il s'étend sur environ 35 Ma, de 300 à 265 Ma, période grossièrement identique à l'épisode plutonique hercynien. Ce volcanisme est caractérisé également par une modification brutale de sa composition qui de nature calco-alcaline devient alcaline au Saxonien. Cet événement, traduisant un changement de géodynamique globale, correspond à la transition entre le cycle hercynien et le cycle atlantico-alpin [e.g., Bixel & Lucas, 1983 ; Le Fur-Balouet, 1985 ; Cabanis & Le Fur-Balouet, 1989, Debon et al., 1996].

De manière générale, sur la base de données géochronologiques, il apparaît que les épisodes plutoniques, volcaniques et métamorphiques sont synchrones du passage d'un régime globalement compressif à un régime transtensif dans l'orogène hercynien.

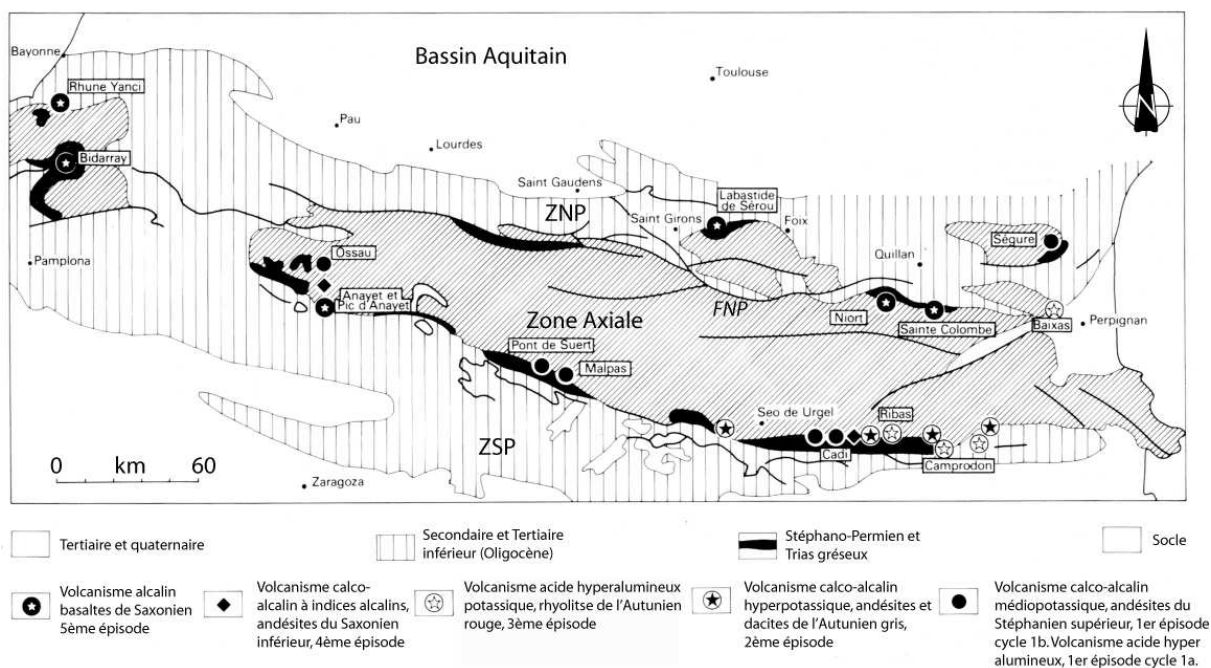


Figure I-6 : carte de la répartition du volcanisme hercynien/tardy-hercynien dans la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne [Bixel, 1989]

### I.2.a.ii. Evolution tardi-hercynienne

La discordance des séries du Stéphaniens B sur les sédiments plissés et schistosés marque le début de la phase tardi-hercynienne correspondant à un régime transtensif. Ce dernier est marqué par la formation de grandes structures dont le rôle dans la structuration des Pyrénées alpines est fondamental :

- ♦ De grandes zones de cisaillement ayant fonctionnées en failles normales [Saint-Blanquat, 1989 ; Bouhallier et al., 1991].

- ♦ De grandes failles transcurrentes affectant l'ensemble de la chaîne, e.g., la Faille Nord-Pyrénéenne [Figure I-7, Arthaud & Matte, 1975, 1977].

Ces accidents décrochants vont contrôler la sédimentation stéphano-permienne qui s'organise en deux cycles [Lucas & Gisbert-Aguilar, 1996] :

- ♦ Un cycle compressif, d'âge stéphano-autunien, marqué par la formation de petits bassins associés au jeu de failles transcurrentes [Arthaud & Matte, 1975, 1977].
- ♦ Un cycle distensif, d'âge permien moyen-supérieur, caractérisé par des dépôts en discordance régionale sur le Stéphano-Autunien.

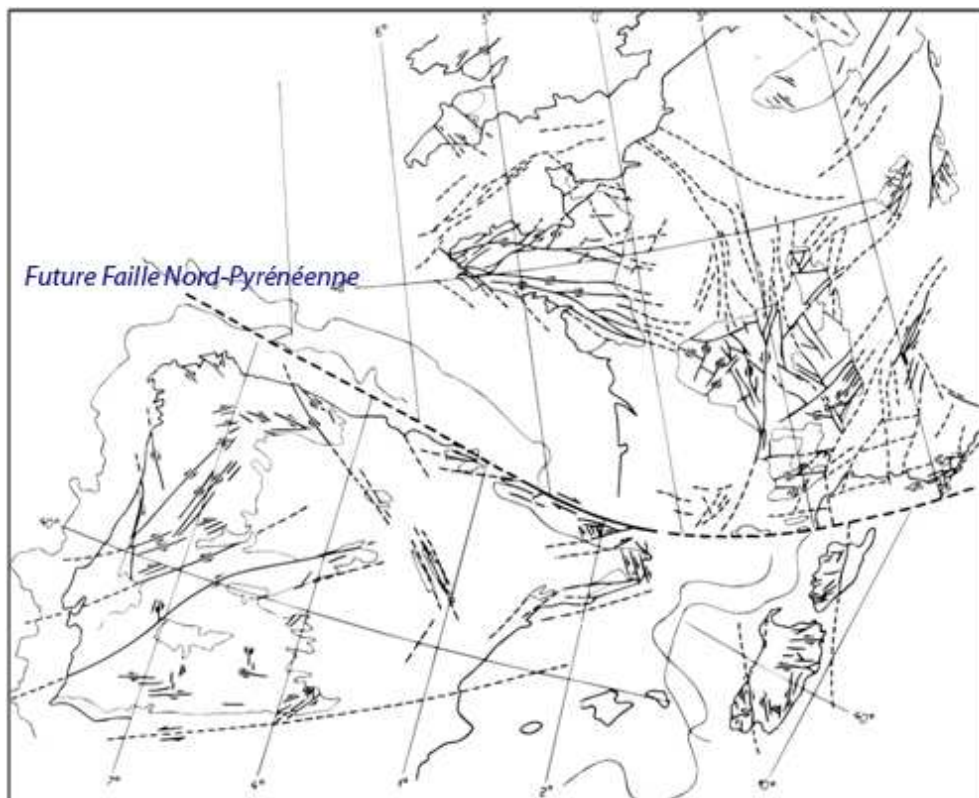


Figure I-7 : Schéma structural présentant les principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus ou supposés en Europe du sud-ouest [Arthaud et Matte, 1975].

La stratigraphie du Stéphano-Permien est caractérisée par des dépôts de schistes noirs et de grès à intercalation de coulées andésitiques évoluant vers des séries détritiques rouges du Permien (Unité Rouges Supérieures permienne).

## I.2.b. Evolution mésozoïque du domaine pyrénéen

### I.2.b.i. Du rifting triasique aux bassins intracratoniques jurassiques

L'activité tectono-sédimentaire distensive qui a débutée au Permien moyen-supérieur s'accroît au Trias. Stratigraphiquement, le Trias est constitué de trois termes :

- ♦ Au Trias inférieur (Buntsandstein), la sédimentation est essentiellement composée de séries fluviatiles grés-conglomératiques. Avec le Stéphano-Permien, il constitue le tégument restant attaché au socle lors des décollements de couverture ultérieurs.
- ♦ Au Trias moyen et supérieur, les dépôts acquièrent un caractère marin et évoluent des calcaires dolomitiques du Muschelkalk aux marnes à évaporites (gypse + sel)

du Keuper. La présence d'ophites traduit l'importance du régime thermique associé à l'amincissement crustal. Les termes supérieurs du Trias, correspondant au niveau de décollement Pyrénéen, joueront un rôle capital dans l'édification du prisme Pyrénéen. L'âge de ces ophites est cependant discuté. Des études ont montré que ces ophites appartiennent au magmatisme lié au « rifting » de l'Atlantique central [Azambre, 1981 ; Alibert, 1985 ; Azambre et al., 1987 ; Beziat et al., 1991 ; Demant & Morata, 1996] affirmant l'âge triasique des massifs ophitiques pyrénéens. Néanmoins, sur la base d'arguments géologiques, géochronologiques et géochimiques, contestés par Rapaille et al, [2004] et Azambre et al, [2004], Desreumaux et al, [2002], propose un âge fini crétacé de mise en place des dolérites tholéitiques (ophites) de la région de Bedous (Pyrénées atlantiques). L'importante extension géographique de ces ophites dans le Trias semble cependant plaider pour leur âge triasique.

Le Jurassique est une période tectoniquement calme. Une vaste plate-forme recouvre le domaine aquitain. Le Jurassique terminal est caractérisé par une émergence partielle du bassin. Cette période de régression généralisée [Winnock, 1974] est synchrone des premiers épisodes de tectonique salifère (diapirisme) le long d'accidents de socle (BRGM et al., 1974 ; Stevaux & Zolnai, 1975 ; Montagné, 1986 ; Mauriaud, 1987 ; James & Canérot, 1999 ; Canérot et al., 2005).

#### I.2.b.ii. L'ouverture du Golfe de Gascogne

Le rifting continental du Crétacé, contemporain de l'ouverture du Golfe de Gascogne, résulte de la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe entre les Chron M0 et A33o (de 125 à 83 Ma) [Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune & Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004]. Des données paléomagnétiques récentes collectées à terre suggèrent un âge de fin de la rotation anté-Albien [Gong et al., 2008]. Sur la base de données paléomagnétiques, plusieurs modèles d'ouverture du Golfe de Gascogne ont été proposés dont les plus récents sont ceux de Galdeano et al, [1989], Malod et Mauffret, [1990], Olivet, [1996] et Sibuet et al, [2004]. Pour une synthèse de ces différents modèles, le lecteur pourra se référer à Lacan, [2008]. Au-delà des divergences entre ces différents modèles, le schéma de base et unanime de l'ouverture du Golfe de Gascogne est le suivant [Figure I-8, Serrano, 2001] : a) ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur et migration de l'Espagne

vers l'est ; b) mouvements transtensifs puis transpressifs au niveau de la future chaîne pyrénéenne ; c) diachronisme de la collision et de la déformation, progressant d'est en ouest.

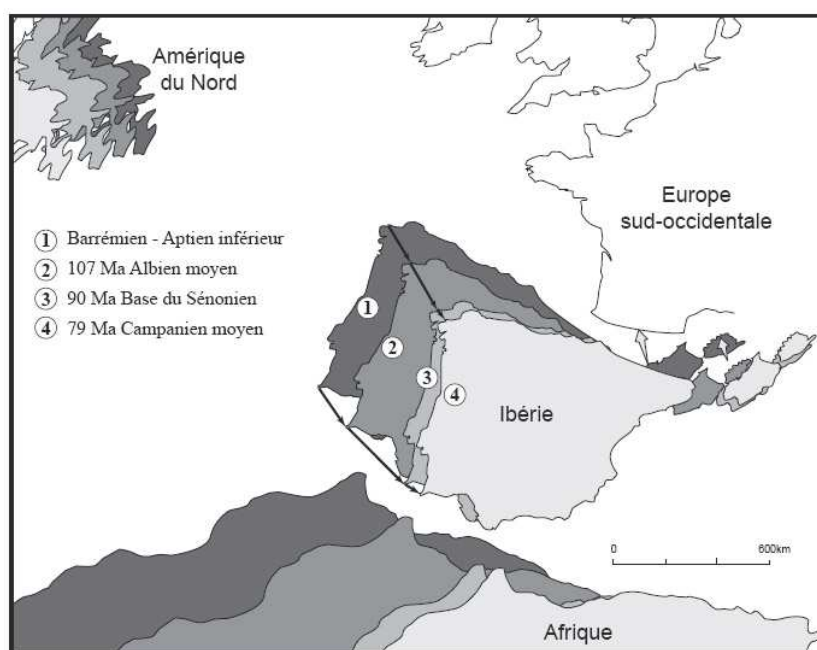


Figure I-8 : Reconstitution de la dérive de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Europe, du Barrémien au Campanien moyen [Serrano, 2001, d'après Olivet et al., 1996b].

Le Crétacé inférieur est marqué par le passage d'une plate-forme carbonatée unique à un système de bassins individualisés. Il se caractérise par une sédimentation discontinue associée à une chute du niveau marin mais également à une modification des conditions aux limites qui de globalement extensives deviennent transtensives. Au Néocomien-Barrémien, l'ouverture de l'Atlantique nord entraîne la réactivation de structures hercyniennes [Barrier, 2001]. A l'Aptien-Albien, l'ouverture du Golfe de Gascogne induit un régime transtensif d'orientation NNW-SSE. Dans ce contexte, un rift oblique décrochant se forme et entraîne la formation de bassins de type pull-apart d'orientation N110° à N140° et parallèles à la Faille Nord-Pyrénéenne [Choukroune & Mattauer, 1978]. Ces bassins sont caractérisés par un taux de sédimentation élevé associé à un très fort taux de subsidence jusqu'à 130 m.Ma<sup>-1</sup> à l'Albien [Deselgaux & Souquet, 1990]. Dans les Barronies l'épaisseur sédimentaire atteint de 4 à 5000 m [Debroas, 1990].

Dans ce contexte de rifting, les bassins sont affectés par un métamorphisme de type Haute Température – Basse Pression, daté entre 95 Ma et 85 Ma [Albarède & Michard-Vitrac, 1978 ; Montigny et al., 1986 ; Goldberg & Malusky, 1988]. Dans les Pyrénées



Orientales, les températures maximales atteintes sont comprises entre 500-600°C pour une pression d'environ 3 à 4 Kb [Goldberg & Leyreloup, 1990]. Ce métamorphisme pyrénéen, témoignant d'une anomalie thermique forte, est interprété comme résultant d'un fort amincissement crustal en lien avec le coulisage senestre de la plaque Ibérique [Dauteuil & Ricou, 1989]. Egalement à mettre en relation avec cette phase d'extension crustale, on note la présence d'un magmatisme alcalin [Ravier, 1959 ; Golberg, 1987], réparti de façon discontinue sur l'ensemble de la Zone Nord-Pyrénéenne. Celui-ci se traduit par la formation de roches effusives et intrusives dont l'âge de mise en place est bien contraint par l'étude des relations entre séries magmatiques et sédimentaires et par des datations K-Ar. Dans la région d'Oloron, ce magmatisme est daté à  $\approx 100$  Ma [Schoeffler et al., 1964], et dans les forages de St Gaudens, Dubois & Sequin, [1978] proposent un âge Cénomanién. Des roches intrusives recoupent des marnes albiennes dans les Corbières, des flyschs albo-cénomaniens dans les Pyrénées occidentales, et le complexe volcanique au Pays basque espagnol [Azambre et al., 1992]. Les séries volcaniques étant altérées les datations K-Ar ont été réalisées sur les intrusions et sont datées entre 113 Ma et 85 Ma [Montigny et al., 1986].

### I.2.b.iii. Signification des corps ultrabasiques de la Zone Nord Pyrénéenne

Comme il a été dit précédemment, La ZNP est caractérisée par la présence à l'affleurement de nombreux corps ultrabasiques dans les sédiments mésozoïques, distribués le long de la Faille Nord Pyrénéenne [Figure I-3, Monchou, 1971 ; Fabriès et al., 1991, 1998]. Ces massifs de roche du manteau subcontinental, de dimensions variables, appartiennent principalement au lithotype des lherzolites. L'origine et la signification géodynamique de ces massifs ultrabasiques est débattue depuis les premières descriptions par Lacroix, [1995]. Deux principaux modèles de mise en place ont été invoqués :

- ♦ Intrusion à l'état solide des roches mantelliques dans les sédiments mésozoïques durant l'orogénèse pyrénéenne [Figure I-9A ; Lallemant, 1968 ; Minnigh et al., 1980 ; Vielzeuf & Kornprobst, 1984].
- ♦ Exhumation anté-orogénique des roches mantelliques, et processus sédimentaires associés, pendant le Mésozoïque ou le Cénozoïque [Figure I-9B ; Choukroune, 1973 ; Fortané et al., 1986 ; Lagabrielle & Bodinier, 2008].

Lagabrielle et al., [*accepté à Tectonics*] ont établi une classification des corps ultrabasiques en fonction de leur mode de gisement : 1) les corps de type S (type sédimentaire) sont des corps de tailles millimétriques à hectométriques associés à des dépôts détritiques crétacés ; c'est le cas du massif de Lherz ; 2) les corps de type T (type tectonique) sont des écailles hectométriques à kilométriques systématiquement associées à des écailles de socle et généralement emballé dans le Trias évaporitique très déformé. Cette association implique la juxtaposition de ces écailles à la faveur d'une faille de détachement majeure, lors de l'exhumation du manteau. L'environnement sédimentaire des corps de Type S est caractérisé par une évolution de la déformation, des conditions ductiles à cataclasiques, dans les conditions de haute température de l'extension albienne et leur mise en place pourrait également résulter du fonctionnement de faille de détachement.

Ce modèle de mise en place des corps ultrabasiques à travers l'exhumation du manteau, a des implications très importantes sur la dynamique du prisme pyrénéen. La quantité de raccourcissement dépend ainsi du modèle choisi et est supérieure dans le cas du modèle d'exhumation du manteau à la faveur d'une faille majeure de détachement.



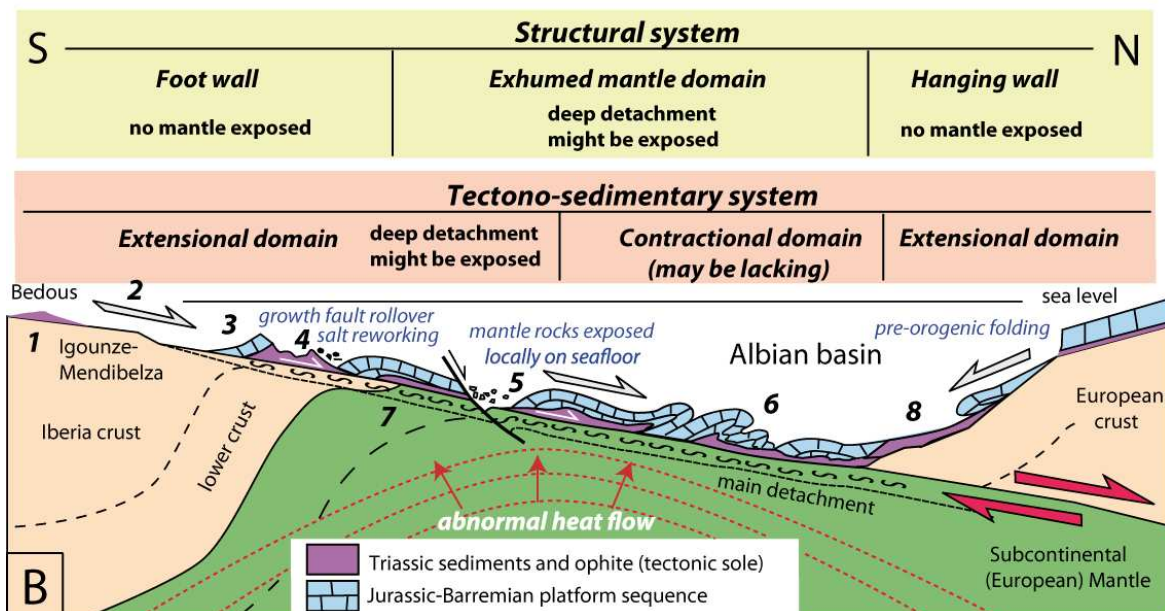
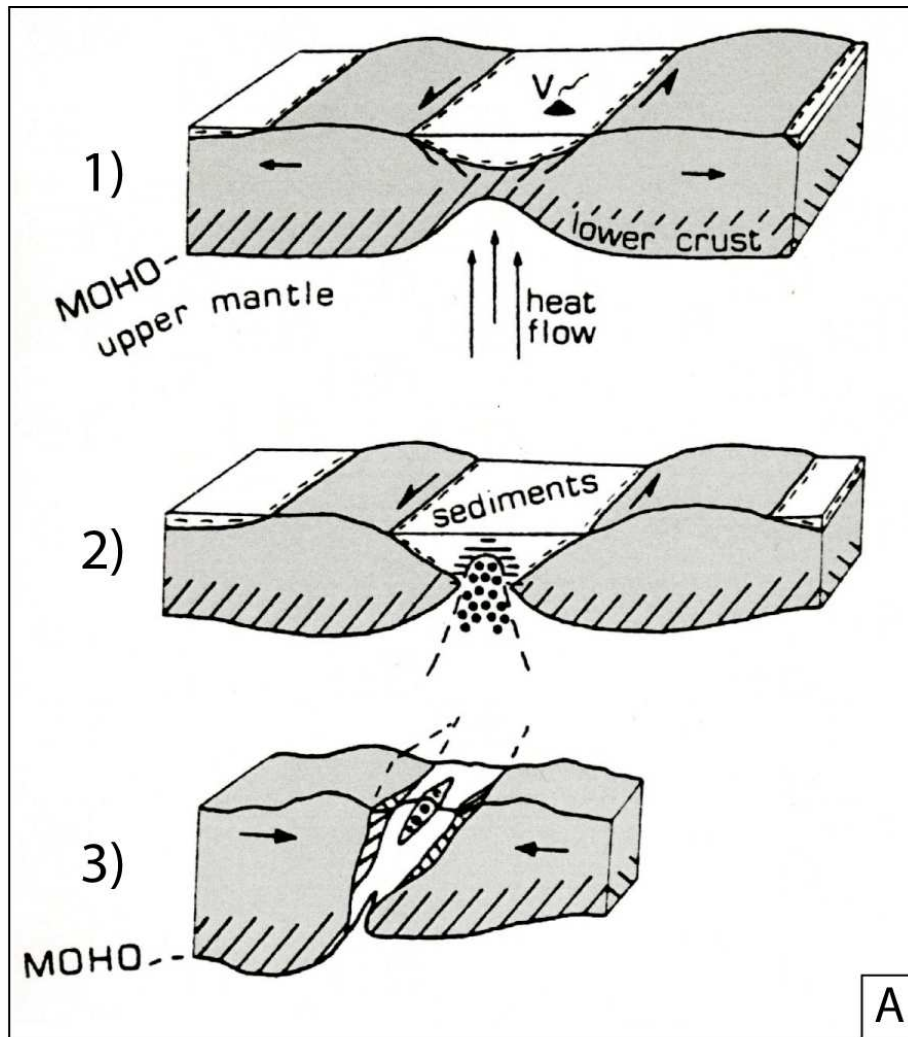


Figure I-9 : Schémas de mise en place des Lherzolites. A- Modèle de mise en place diapirique [Vielzeuf & Kornprobst, 1984]. B- Exhumation des Lherzolites par une faille majeure de détachement [Lagabrielle et al., sous-*presse*].

## I.3. L'orogénèse Pyrénéenne

### I.3.a. Données de la cinématique des plaques

L'inversion de la marge ibérique est bien contrainte par les données de la cinématique des plaques, synthétisées par *Fidalgo Gonzales [2001]*. Entre le Turonien (90 Ma) et le Miocène inférieur ( $\approx 20$  Ma, anomalie C6), la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à la plaque Europe (*Carey, 1958; Olivet et al., 1984; Galdeano et al., 1989; Olivet, 1996*) se traduit par une convergence frontale de direction N-S et oblique de direction NNW-SSE, respectivement dans les Pyrénées Orientales et Occidentales. Trois phases majeures peuvent être distinguées [*Fidalgo Gonzales, 2001*]:

- ♦ Entre la fin du Santonien ( $\approx 84$  Ma, anomalie C34) et le Maastrichtien ( $\approx 68$  Ma, anomalie C31), la rotation de l'Ibérie, dont le pôle se situe dans le Golfe de Gascogne, induit un mouvement en « ciseau ». Les Pyrénées Orientales sont alors en compression et les monts sous-marins de Biscaye et Charcot en distension.
- ♦ A partir du Thanétien et jusqu'à la fin du Paleocène ( $\approx 56$  Ma, entre les anomalies C31 et C25) la frontière entre l'Ibérie et l'Europe est soumise à une convergence de direction N-S.
- ♦ Du début de l'Eocène jusqu'à l'arrêt des mouvements entre l'Ibérie et l'Europe<sup>1</sup>, la rotation de l'Ibérie se fait par rapport à un pôle de rotation situé vers Lisbonne. Ces mouvements induisent une compression dans le domaine Pyrénéen et une transpression dans le Golfe de Gascogne qui se transforme en mouvements décrochants dextres dans les monts sous-marins de Biscaye et Charcot. Ces mouvements n'apparaissent cependant pas continus et présentent, de la base de l'Yprésien à la fin du Lutétien (de 53 Ma à 43 Ma, entre les anomalies C24 et C20) un très fort ralentissement. Le mouvement reprend entre l'Eocène moyen et supérieur (entre 43 Ma et 37 Ma). L'arrêt définitif se produit entre la base de l'Oligocène inférieur ( $\approx 33$  Ma) et le Miocène inférieur ( $\approx 20$  Ma, Burdigalien).

---

<sup>1</sup> L'arrêt des mouvements déduits des données de paléomagnétisme

### I.3.b. Structure et dynamique du prisme Pyrénéen

#### I.3.b.i. Evolution géologique

De nombreuses études structurales et stratigraphiques ont permis de dater précisément l'évolution du prisme pyrénéen [Figure I-10, e.g., *Séguret, 1972 ; Choukroune, 1973 ; Mattauer & Henry, 1974 ; Vergès & Muñoz, 1990 ; Puigdefàbregas et al., 1992 ; Vergès, 1994 ; Vergès et al., 1998, 2002 ; Teixell, 1996*].

Les premières évidences d'un régime transpressif d'âge fini-Crétacé sont décrites dans le Bassin d'Aquitaine [*Desegaulx & Brunet, 1990*]. Dans les Pyrénées centro-orientales, une première phase de déformation Crétacé supérieur-Paléocène est observée. Selon la plupart des auteurs elle s'étendrait de la fin du Turonien [e.g., *Mattauer & Proust, 1967 ; Mattauer & Henry, 1974 ; Puigdefàbregas & Souquet, 1986 ; Souquet & Déramond, 1989 ; Vergès & Muñoz, 1990 ; Paquet & Mansy, 1992 ; Puigdefàbregas et al., 1992 ; Déramond et al., 1993 ; Vergès, 1994 ; Bond & McClay, 1995 ; Teixell, 1996*] au Danien supérieur [*Vergès, 1994*]. Cette phase compressive se traduisant par l'émersion de la partie nord-est de la chaîne et correspond au début du remplissage marin (turbidites) des bassins d'avant-chaines (l'ouest du bassin nord-pyrénéen et l'Unité Sud Pyrénéenne Centrale) [*Puigdefàbregas & Souquet, 1986 ; Specht et al., 1991*]. Dans la partie ouest de la chaîne, les premières évidences d'une tectogénèse compressive seraient postérieures au Crétacé supérieur [*Mattauer & Séguret, 1971 ; Choukroune & Séguret, 1973 ; Rat et al., 1982 ; Puigdefàbregas & Souquet, 1986 ; Garcia Mondéjar, 1989*]. Une compilation des données concernant l'âge de la déformation [e.g., *Choukroune, 1976 ; Vergès et al., 2002*] met clairement en évidence le diachronisme de cette déformation et sa propagation d'est en ouest.

Du Paléocène moyen à l'Eocène moyen, la partie centre-est du versant sud des Pyrénées est soumise à une tectonique compressive [*Mattauer & Henry, 1974 ; Vergès & Muñoz, 1990 ; Puigdefàbregas et al., 1992 ; Vergès, 1994 ; Jolivet et al., 2007*] caractérisée par le plus fort taux de convergence de l'orogénèse pyrénéenne : 3.4-4.4 km.Ma<sup>-1</sup> [*Vergès, 1994*]. Dans les bassins d'avant-chaines, cette phase correspond également au remplissage turbiditique.

Selon la plupart des auteurs, la « phase pyrénéenne » généralisée s'étend de l'Eocène moyen à la fin de l'Oligocène inférieur [e.g., *Mattauer & Henry, 1974 ; Puigdefàbregas, 1975 ; Paquet & Mansy, 1992 ; Vergès, 1994 ; Teixell, 1996*]. Elle est de direction N-S dans la

partie orientale de la chaîne [Paquet & Mansy, 1992] et NE-SW dans les Pyrénées occidentales [Puigdefabregas, 1975 ; Teixell, 1996 ; Rocher, 1998]. De part et d'autre de l'Unité Sud Pyrénéenne Centrale (les bassins de Ainsa-Jaca et de Ripoll), cette période se traduit par l'émersion de la Zone Axiale et le remplissage du bassin d'avant-chaine sud pyrénéen passe d'un régime sous-alimenté marin à un régime sur-alimenté continental [e.g. Vergés et al., 1998]. De plus, la propagation de la déformation vers l'extérieur du prisme entraîne la migration des dépôt-centres également vers l'extérieur. La couverture des parties les plus internes des bassins d'avant-chaine sont érodées puis resédimentées.

L'Oligocène supérieur-Miocène inférieur est marqué par un évènement majeur : les Pyrénées orientales et le domaine pyrénéo-provençal subissent sont affectés par une phase de déformation extensive en lien avec l'ouverture de la Méditerranée [Mattauer & Proust,

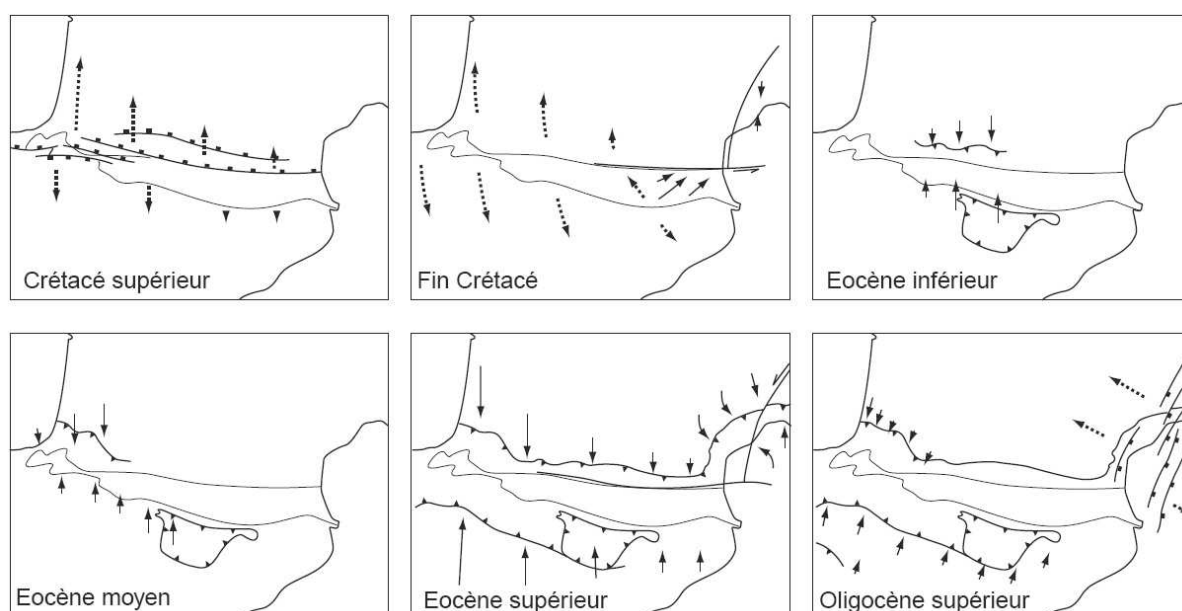


Figure I-10 : Schéma d'évolution des contraintes dans le domaine pyrénéen, du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur [Serrano, 2001, d'après Choukroune, 1976].

1967 ; *Mattauer & Henry, 1974 ; Séranne, 1999*].

Dans les Pyrénées centre-ouest, l'Oligocène supérieur est marqué par une phase de déformation localisée aux fronts chevauchant nord et sud [*e.g., Mattauer & Henry, 1974 ; Pocovi et al., 1990 ; Teixell, 1998 ; Millàn Garrido et al., 2000 ; Arenas et al., 2001*]. L'âge de fin de la compression apparaît également diachrone d'est en ouest. La tectonique compressive s'achève à l'Oligocène moyen dans les Pyrénées orientales et perdure jusqu'au Miocène inférieur dans la partie centre-ouest des Pyrénées espagnoles probablement en lien avec l'ouverture de la Méditerranée.

### I.3.b.ii. Contraintes géophysiques et structure des Pyrénées

La campagne de sismique réflexion profonde réalisée en 1985-1986 dans les Pyrénées centrales (profils ECORS) a constitué « la première investigation de ce type au travers d'un ensemble orogénique jeune ». Ce profil N-S de 250 km de long, complété par le profil ARZACQ (1989, Pyrénées nord-occidentales) a permis, à travers la réalisation de la première image crustale d'un orogène, de mieux définir la continuité en profondeur des structures observées en surface et de préciser l'évolution du prisme pyrénéen. Les résultats antérieurs au profil ECORS étaient principalement la structure en éventail de la chaîne et la relative linéarité des principaux domaines structuraux [*Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1976 ; Choukroune & Mattauer, 1978*]. Les différents modèles antérieurs au profil ECORS [*ECORS Pyrenees Team, 1988*] invoquaient :

- ♦ Des chevauchements superficiels enracinés dans une zone de déformation ductile localisée sous la haute chaîne. [**Figure I-11A**, *Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1976 ; Séguret & Daignières, 1986*]
- ♦ Subduction de la lithosphère européenne vers le sud [**Figure I-11B**, *Boillot & Capdevila, 1977*].
- ♦ Modèle de *thin-skinned tectonic* : charriage de la croûte européenne sur un chevauchement à vergence sud de faible pendage [**Figure I-11C**, *Williams & Fischer, 1984*].
- ♦ Modèle de *thick-skinned tectonic* : chevauchements crustaux très redressés, connectés à un niveau de décollement profond au niveau du Moho [**Figure I-11D**, *Déramond et al., 1985*].

Le modèle d'évolution du prisme pyrénéen déduit des données sismiques est en accord avec la structuration ante-orogénique de la chaîne [Choukroune & ECORS team, 1988 ; Choukroune & ECORS team, 1989 ; Roure et al., 1989 ; Choukroune et al., 1990 ; Mattauer, 1990]. D'après le profil ECORS, la Faille Nord-Pyrénéenne est interprétée comme une faille transformante subverticale limitant la plaque européenne amincie au nord de la plaque ibérique au sud. Le décalage du Moho à l'aplomb de la Faille Nord-Pyrénéenne et le plongement vers le nord du Moho ibérique, clairement visible sur le profil sismique, suggèrent la subduction de l'Ibérie vers le nord. Les données de sismique, en accord avec les données de gravimétrie [e.g., Torné et al., 1989] et les modélisations thermo-mécaniques [Chery et al., 1990], mettent également en évidence l'asymétrie de la racine crustale. La subduction de l'Ibérie sous la plaque Europe est confirmée par les modèles de densité [Vacher & Souriau, 2001] et par tomographie sismique [Souriau & Granet, 1995 ; Souriau et al., 2008]. Le modèle de prisme admis par la plupart des auteurs est celui d'un prisme à double vergence.

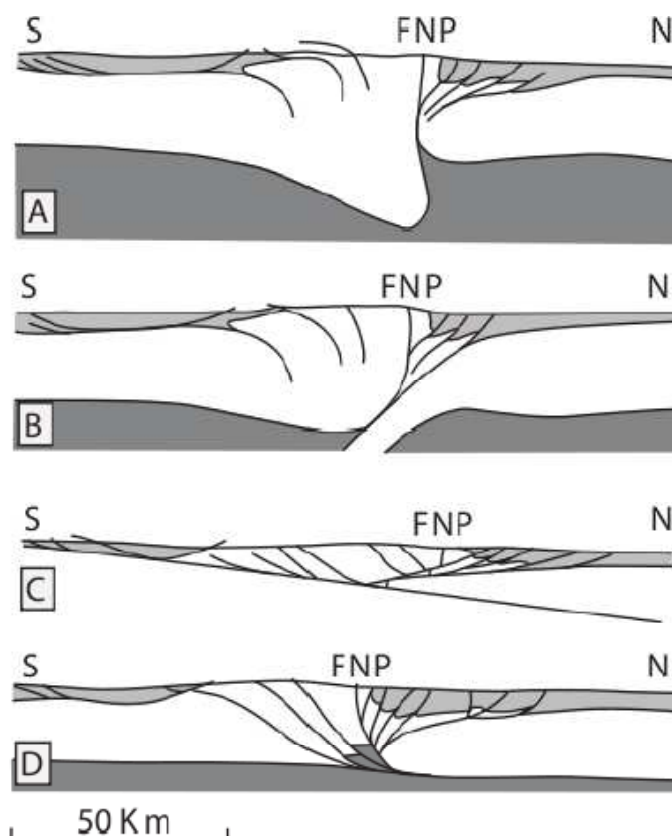


Figure I-11 : Les principaux modèles de la structure du prisme pyrénéen avant les campagnes ECORS. (A) d'après Séguret & Daignières, [1986] et Choukroune, [1976]. (B) d'après Boillot & Capdevila, [1977]. (C) d'après Williams & Fischer, [1984]. (D) d'après Déramond et al., [1985].



Différentes interprétations du profil ECORS ont néanmoins été proposées (**Figure I-12**). Il s'agit ici de présenter les principaux modèles qui présentent tous une reconstitution de la disposition anté-orogénique mettant en évidence ainsi l'importance de l'héritage structural dans l'édification de l'orogène pyrénéen.

- ♦ *Roure et al, [1989]* (**Figure I-12A**) admettent l'existence d'une Faille Nord-Pyrénéenne subverticale en surface et décalée en profondeur (à une dizaine de kilomètres environ) par un rétrochevauchement majeur. Celui-ci serait lié au poinçonnement de la plaque ibérique par la plaque européenne [*ECORS Pyrenees team, 1988*]. Le raccourcissement proposé est d'environ 100 km. Selon *Muñoz, [1992]* ce modèle implique plus de raccourcissement accommodé par les chevauchements à vergence nord que par ceux à vergence sud.

- ♦ *Mattauer, [1990]* (**Figure I-12B**) conserve dans son modèle une allure subverticale à la Faille Nord-Pyrénéenne sur une hauteur de 20 à 30 km. Le modèle proposé par *Roure et al, [1989]* est critiqué par *Mattauer, [1990]* qui soulève l'incohérence du raisonnement consistant à poinçonner une plaque épaisse et froide (plaque ibérique) par une Zone Nord-Pyrénéenne amincie et ramollie au Crétacé. *Mattauer, [1990]* propose un raccourcissement de 85 km.

- ♦ *Muñoz, [1992]* (**Figure I-12C**) propose un modèle qui présente une délamination de la croûte ibérique entre la croûte supérieure et la croûte inférieure à environ 15 km. La croûte supérieure est impliquée dans la construction du prisme alors que la croûte inférieure est subduite sous la croûte européenne. A l'instar des deux autres modèles, la géométrie de la Faille Nord-Pyrénéenne est subverticale jusqu'à environ 10-15 km mais comme le proposent *Roure et al. [1989]*, se connecte en profondeur au rétrochevauchement principal. Le raccourcissement proposé est de 147 km. Une autre interprétation du modèle de *Muñoz [1992]* donne un raccourcissement de 165 km [*Beaumont et al., 2000*].

Dans ces trois modèles la valeur de la Faille Nord-Pyrénéenne anté-compression est la même et correspond à la limite entre les plaques Europe et Ibérie. Sur la totalité du raccourcissement, le tiers est accommodé par la plaque Europe [*Grandjean, 1992 ; Vergés, 1994 ; Vergés et al., 1995 ; Teixell, 1996 ; Beaumont et al., 2000*].

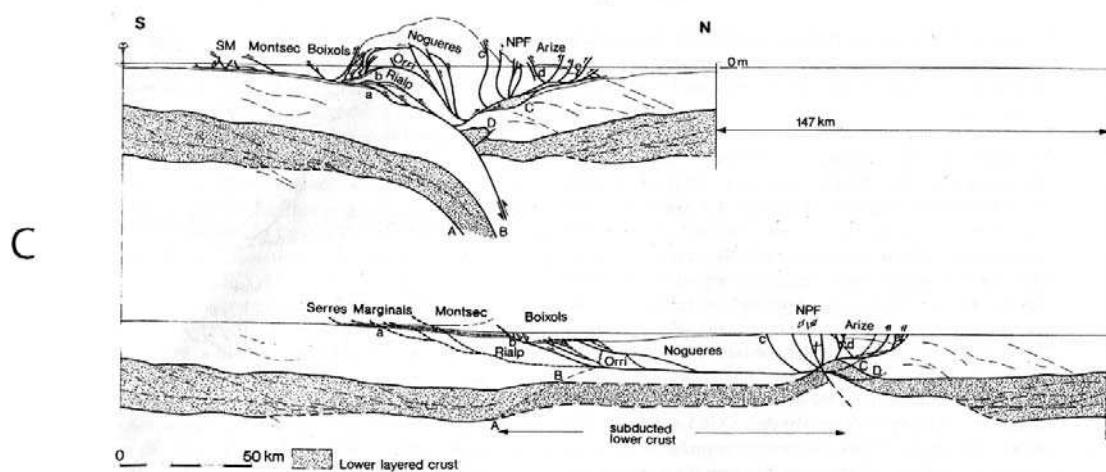
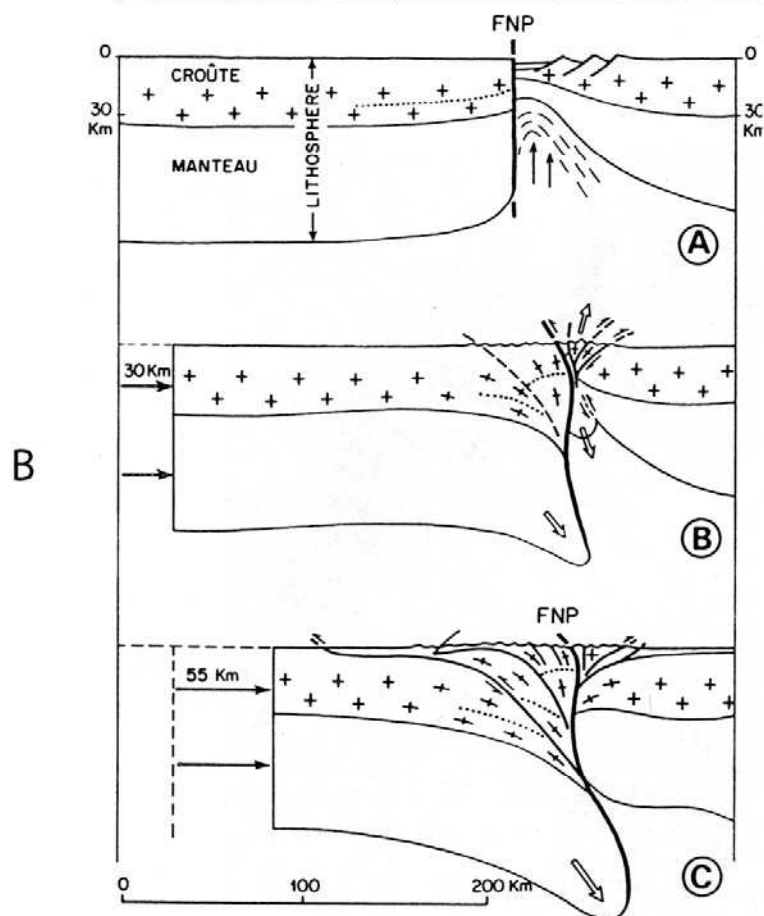
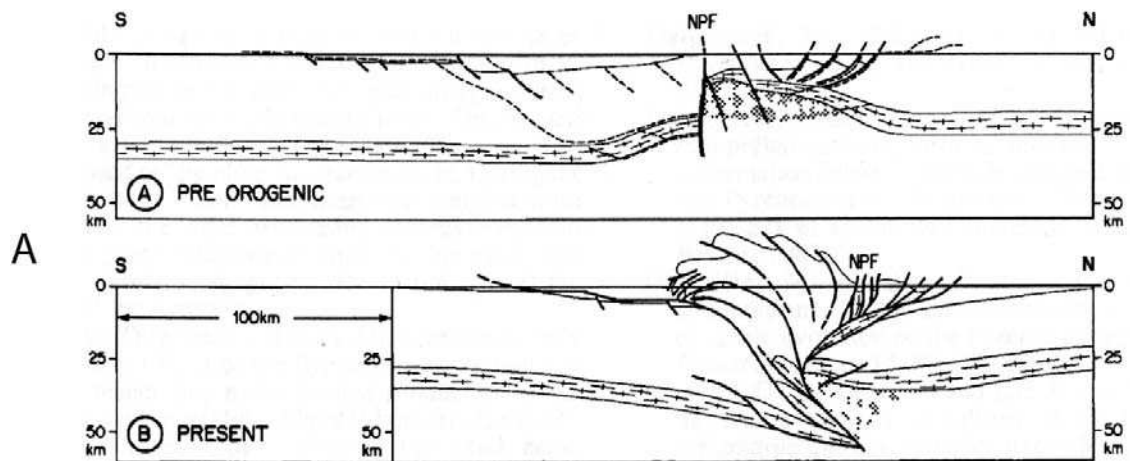




Figure I-12 : Différentes interprétations du profil ECORS Pyrénées avec pour chaque la reconstitution de l'état anté-orogénique : A- *Roure et al., [1989]* ; B-*Mattauer, [1990]* ; C-*Muñoz, [1992]*.

Dans les Pyrénées occidentales, le profil ARZACQ révèle une structure différente et plusieurs interprétations ont été proposées :

- ♦ *Daignières et al, [1994]* minimise la subduction de l'Ibérie sous l'Europe. Le Moho, à l'instar des Pyrénées centrales [*Mattauer, 1990*], est décalé par une structure sub-verticale d'échelle crustale (**Figure I-13C**)
- ♦ *Teixel, [1998]* suggère l'indentation de la plaque Ibérique par la plaque Europe. La croûte inférieure de l'Ibérie subduit sous la plaque européenne jusqu'à environ 90 km de profondeur (**Figure I-13D**).
- ♦ *Muñoz [2002]* propose un dispositif similaire à la structure des Pyrénées centrales (**Figure I-13B**).

On remarquera que dans les modèles proposés par *Muñoz [1992]* et *Teixell [1998]*, le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen qui se connecte à la croûte Ibérique subduite joue un rôle majeur.

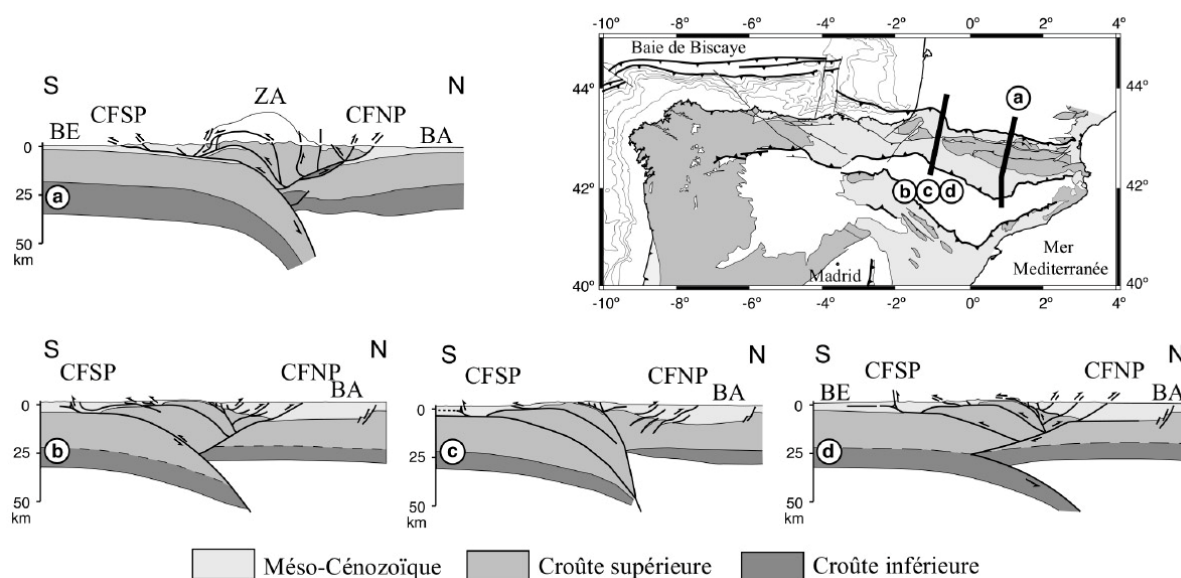


Figure I-13 : coupes crustales schématisques des Pyrénées [*Lacan, 2008*]. a) interprétation du profil ECORS-Pyrénées [*Muñoz, 1992*] ; b) c) et d) différentes interprétations du profil ECORS-Arzacq dans les Pyrénées occidentales [*Muñoz, 2002 ; Daignières et al., 1994 ; Teixell, 1998*], respectivement.

La structure crustale du prisme sud-pyrénéen, le long du profil ECORS, se caractérise par un empilement d'écailles de socle à vergence sud qui sont, du nord au sud, celles de Nogueras, Orri et Rialp [Figure I-14A, e.g. Muñoz, 1992]. Ces structures de socle passent à un décollement dans les évaporites du Trias sous la Zone Sud-Pyrénéenne affectée par des chevauchements de couverture qui sont, du nord au sud, ceux de Bóixols, Montsec et les Sierras Marginales [Figure I-14A, e.g. Séguret, 1972 ; Mutti et al., 1988 ; Muñoz, 1992].

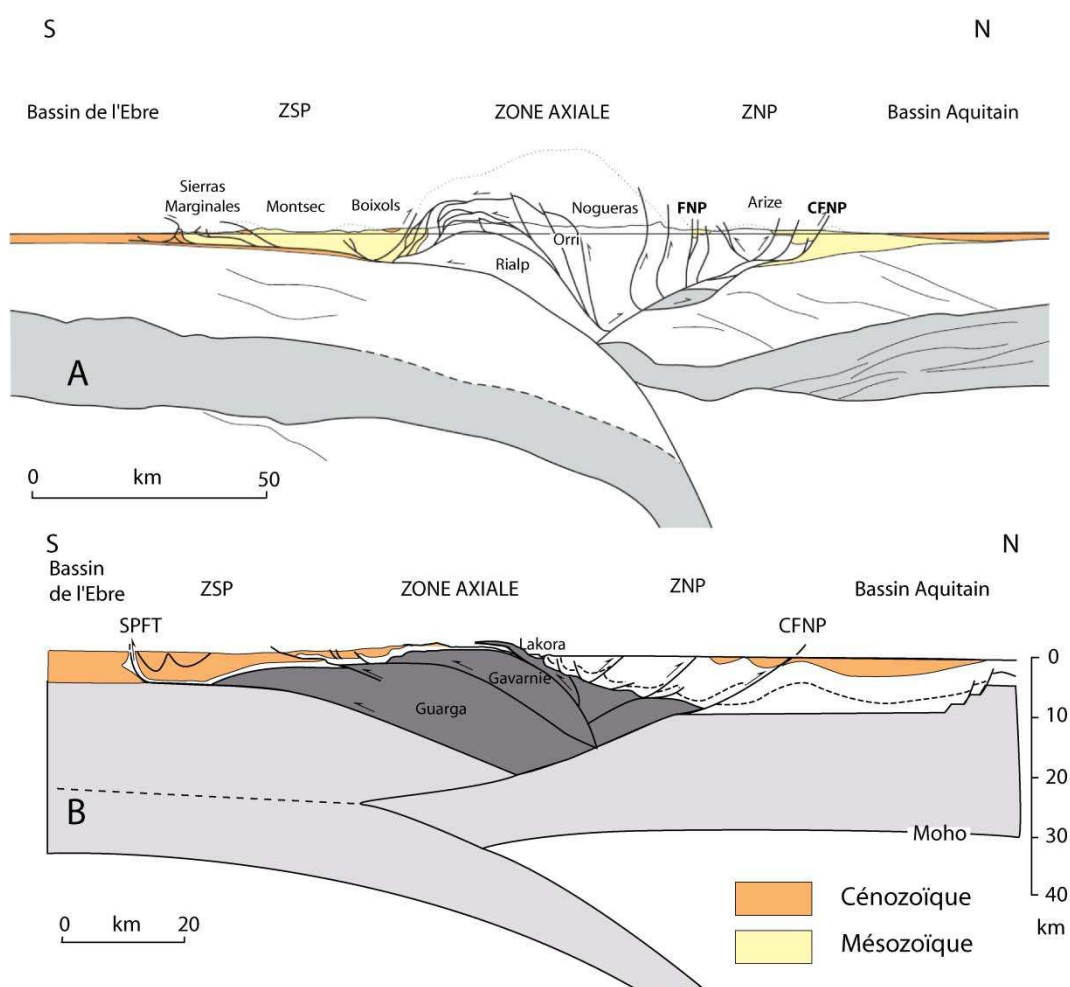


Figure I-14 : A-interprétation de la structure crustale des Pyrénées centrales le long du profil ECORS-Pyrénées [d'après Muñoz, 1992]. B-interprétation de la structure crustale des Pyrénées occidentales le long du profil ECORS-Arzacq [d'après Teixell, 1998].

Dans la partie ouest des Pyrénées (Figure I-14B), la structure crustale du prisme sud-pyrénéen est caractérisée par l'empilement de trois écailles chevauchantes majeures à vergence sud qui sont, du Nord au Sud : Lakoura, Gavarnie et Guarga [e.g. Séguret, 1972 ;

*Labaume, 1983 ; Mutti et al., 1988 ; Teixell, 1998*]. La structure de la partie centre-ouest de la Zone Sud-Pyrénéenne sera détaillée dans le Chapitre III.

Sur le profil ARZACQ (**Figure I-14B**), *Teixell, [1998]* propose un raccourcissement d'environ 75 km. La variation latérale de la quantité de raccourcissement apparaît être cohérente avec les données de la cinématique des plaques qui suggèrent que le raccourcissement diminue d'est en ouest.

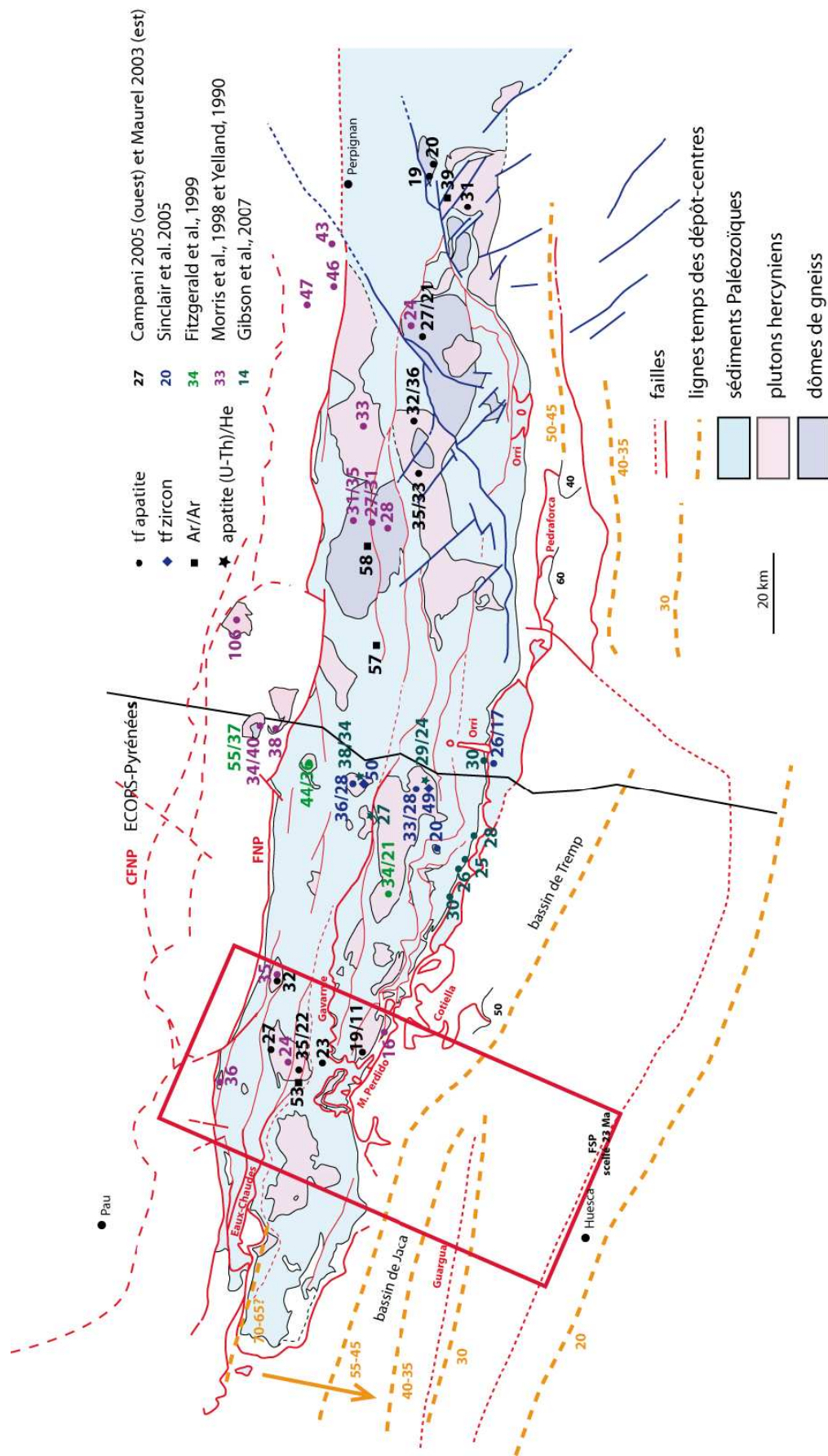
### I.3.b.iii. Synthèse thermochronologique et modélisation

De manière générale, l'utilisation de la thermochronologie moyenne et basse température, couplée à des modèles numériques a permis de caractériser plus finement la dynamique de croissance des prismes orogéniques en précisant l'âge des déformations. Les méthodes de datation utilisées sont principalement les méthodes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , les traces de fission sur apatites et sur zircon et (U-Th)/He sur apatites qui permettent de balayer un spectre de températures compris entre 350°C et 40°C (cf **chapitre II**).

Depuis une dizaine d'années, la chaîne des Pyrénées a fait l'objet de nombreuses études thermochronologiques [**Figure I-15**; *Yelland, 1990 ; Morris et al., 1998 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Maurel et al., 2002 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007 ; Jolivet et al., 2007 ; Metcalf et al., 2009*]. L'âge trace de fission sur apatite (TFA) le plus ancien,  $106 \pm 5$  Ma [*Yelland, 1990*], correspond également à l'échantillon le plus au nord (**Figure I-15**). Il est situé dans le massif de l'Arize dans la Zone Nord-Pyrénéenne et correspond à un bloc haut sur le bord d'un bassin albien. Selon *Morris et al., [1998]*, la modélisation de l'histoire thermique (cf. **Chapitre II**) de cet échantillon indique un refroidissement constant à travers la zone d'effacement partiel des traces (**Partial Annealing Zone, PAZ**) probablement en lien avec des mouvements décrochants entre l'Ibérie et l'Europe. L'âge TFA le plus récent,  $\approx 11$  Ma, se situe sur le granite de Bielsa [*Jolivet et al., 2007*] au sud de la Zone Axiale.

---

Figure I-15 : Synthèse cartographique des données de thermochronologie, moyenne à basse température, disponibles sur la chaîne des Pyrénées (modifié de Labaume, inédit). Les couples d'âges correspondent à l'âge du sommet et de la base d'un profil vertical. Le cadre rouge correspond à notre zone d'étude. Pour des raisons de lisibilité, les échantillons de *Metcalf et al., [2009]* n'ont pas été rajoutés sur la carte. Ils sont situés sur le massif de la Maladeta le long du profil ECORS Pyrénées.



L'analyse de 21 échantillons provenant de divers massifs des Pyrénées orientales et centrales a permis de dresser un schéma d'évolution spatio-temporel du taux de dénudation du prisme [Morris *et al.*, 1998]. La réalisation de carte de contour de dénudation a permis de confirmer le diachronisme de l'exhumation et sa migration d'est en ouest. Le taux maximum de dénudation correspond à la tranche 35-30 Ma et se localise au nord des Pyrénées orientales, au niveau des massifs d'Aston et de Querigut-Millas [Morris *et al.*, 1998]. Ces résultats thermochronologiques, cohérents avec les données de la géologie, correspondent à la phase « Pyrénéenne » de l'orogénèse (cf. I.3.b.i).

Plusieurs profils verticaux TFA de massifs situés le long du profil ECORS ont été réalisés [Figure I-15, Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007]. Situé au nord dans la ZNP, dans la partie occidentale du massif de l'Arize, le profil vertical de Lacourt (Figure I-16F, 470-1048 m) est constitué de 5 échantillons d'âges centraux compris entre  $55 \pm 3$  Ma (sommet) et  $37 \pm 1$  Ma (base). Ce dernier, en dehors de la tendance générale du profil, traduit l'activité d'une faille [Fitzgerald *et al.*, 1999]. D'après ces auteurs, le profil suggère une accélération du refroidissement à partir de 50 Ma (Figure I-16-F), également prédit par les modèles géodynamiques [Storti *et al.*, 2000 ; Beaumont *et al.*, 2000] qui montrent que le début de l'exhumation dans un prisme bivergent est localisé à la verticale du point de convergence des plaques (situé juste au sud du massif de l'Arize sur cette transversale). Cependant, en intégrant les données de Yelland, [1990] obtenues sur ce même massif, le profil altitude/âge du massif de Lacourt présente une pente régulière, traduisant alors un refroidissement constant [Sinclair *et al.*, 2005].

Le profil vertical du massif de Riberot (Figure I-16E), situé dans la partie nord de la Zone Axiale, dans l'unité chevauchante des Nogueras, est constitué de 7 échantillons répartis entre 2483 m et 1340 m d'altitude. Les âges centraux TFA du sommet et de la base du profil sont respectivement  $44 \pm 4$  Ma et  $39.3 \pm 3$  Ma. La pente régulière du profil traduit un refroidissement constant correspondant à un taux d'exhumation de  $173 \pm 80 \text{ m.Ma}^{-1}$  à  $\pm 1\sigma$  [Fitzgerald *et al.*, 1999]. La tendance générale du profil de Ribérot est confirmée par les données de Sinclair *et al.*, [2005] même si ces derniers proposent une accélération du refroidissement entre 38 et 36 Ma.

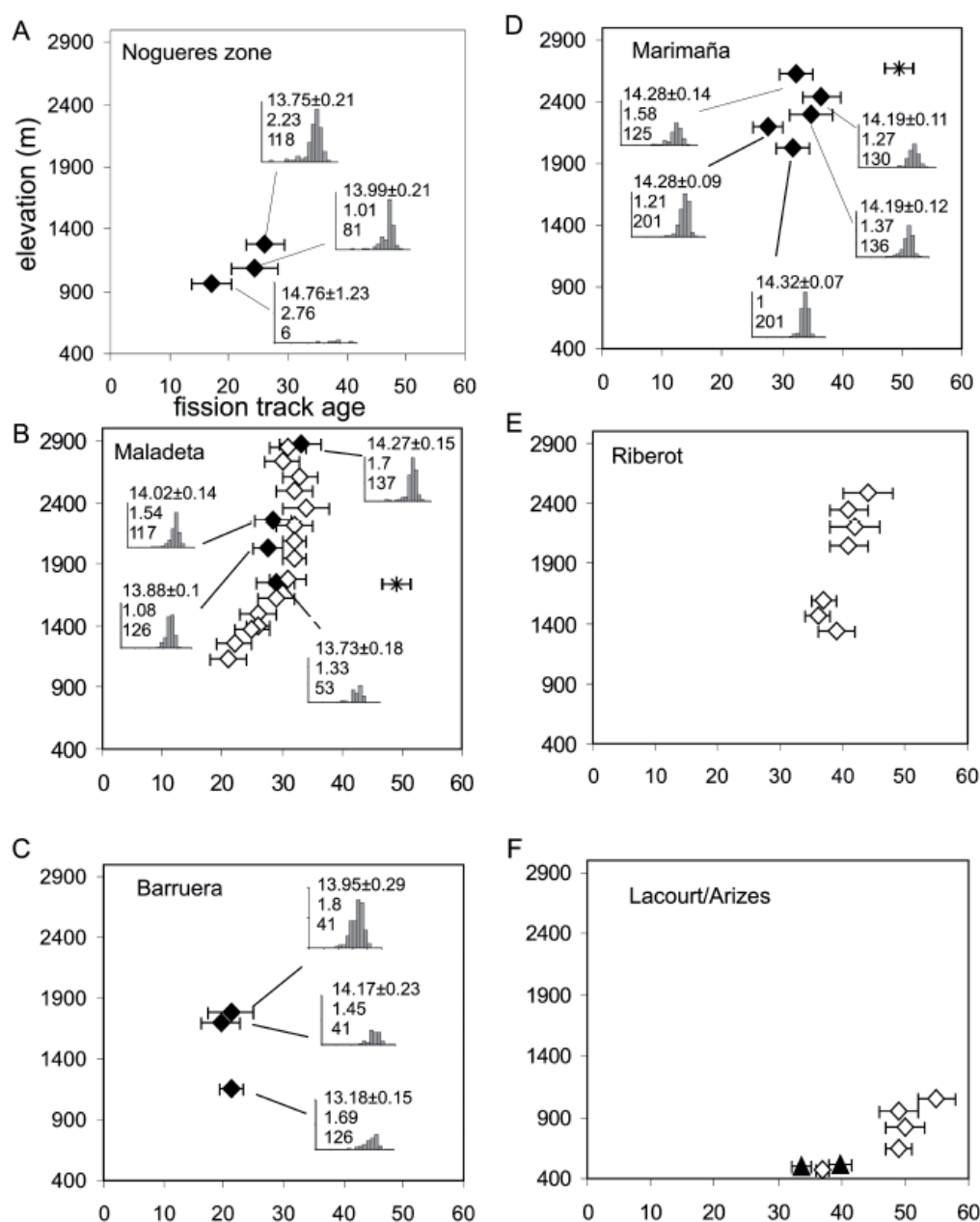


Figure I-16 : Diagrammes âge/altitude [Sinclair *et al.*, 2005] de données traces de fission sur apatite/zircon provenant de différents profils réalisés le long du profil ECORS-Pyrénées. Les losanges blancs correspondent aux âges trace de fission sur apatite de Fitzgerald *et al.*, [1999]. Les losanges blancs et les étoiles correspondent respectivement aux âges traces de fission sur apatite et sur zircon de Sinclair *et al.*, [2005].

Le profil vertical du massif de Marimaña [Figure I-16D, Sinclair *et al.*, 2005], situé au cœur de la Zone Axiale dans l'unité chevauchante des Nogueras, est constitué de 5 échantillons répartis entre 2635 m et 2030 m d'altitude. Les âges centraux TFA du sommet et de la base sont respectivement  $32.4 \pm 2.8$  Ma et  $31.7 \pm 2.8$  Ma. L'échantillon du sommet a



également fournit un âge TF sur zircon de  $49.7 \pm 3.1$  Ma. Le profil thermochronologique du massif de Marimaña présente une pente très forte, malgré l'importante dispersion des données (Figure I-16D), suggérant un refroidissement rapide du massif à travers la PAZ entre 35 Ma et 30 Ma [Sinclair et al., 2005]. En complétant avec des âges (U-Th)/He sur apatite, Gibson et al., [2007] confirment l'évolution thermique du massif de Marimaña. Dix kilomètres à l'ouest, le profil d'Arties, constitué de données traces de fission et (U-Th)-He sur apatite présente une histoire thermique similaire. L'âge trace de fission sur zircon du sommet du profil du massif de Marimaña indique que ce dernier a franchit la température de fermeture du système ( $T_c$ ) à l'Eocène moyen [Sinclair et al., 2005]. La combinaison de ces données caractérise ainsi la croissance rapide et la dénudation consécutive de la culmination anticlinale de la Zone Axiale pendant l'Eocène supérieur – Oligocène inférieur [Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007].

Situé dans l'unité chevauchante d'Orri, le profil vertical réalisé dans la partie ouest du massif de la Maladeta [Figure I-16B, Fitzgerald et al., 1999] présente des âges centraux TFA compris entre  $31 \pm 3$  Ma (2850 m) et  $21 \pm 3$  (1125 m). Ces datations caractérisent une évolution thermique s'articulant en deux étapes : (1) Entre 2850 m et 1945 m, les âges groupés autour de 32 Ma et la pente subverticale du profil traduisent un refroidissement rapide de la partie supérieure du massif à travers la PAZ à partir de 32 Ma, au taux estimé de  $2\text{-}4 \text{ km. Ma}^{-1}$  [Fitzgerald et al., 1999] ; (2) Le profil présente une rupture de pente entre les échantillons PY70 (1945 m) et PY56 (1780 m). Celle-ci, combinée aux données de longueur de traces, est interprétée comme correspondant à la partie supérieure de la zone d'effacement partielle des traces (PAZ) formée après 32 Ma [Fitzgerald et al., 1999]. Un profil vertical réalisé à l'extrémité sud-est de ce même massif [Figure I-16B, Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007] présente une évolution thermique semblable, suggérant que l'intégralité du massif a subi un refroidissement rapide, i.e., une exhumation, à  $\approx 32$  Ma. Le profil Est de la Maladeta présente également un âge trace de fission sur zircon (TFZ), Mal-00/1750 :  $49.3 \pm 2.6$  Ma (1750 m), permettant de fixer une limite à la quantité de dénudation autour de 32 Ma. En effet, l'échantillon Mal-00/1750 [Sinclair et al., 2005] a franchit la température de fermeture du système<sup>2</sup> à l'Eocène inférieur. De plus, les données

---

<sup>2</sup> Trace de fission sur zircon :  $T_c \approx 240 \pm 30^\circ\text{C}$  [Hurford, 1986 ; Brandon et al., 1998 ; Bernet et al., 2002 ; Bernet & Garver, 2005]

trace de fission sur apatites montrent que les échantillons situés à une altitude légèrement supérieure ont franchit la zone d'effacement partiel des traces autour de 30 Ma (marges d'erreur confondues sur les 2 profils). Entre 49-30 Ma, la partie supérieure du massif de la Maladeta n'a donc pas été exhumée depuis une profondeur supérieure à la profondeur correspondant à la température de fermeture du système<sup>2</sup>. La concordance des âges trace de fission sur apatite et zircon obtenus sur les massifs de la Maladeta et Marimaña suggère une histoire thermique identique [Sinclair et al., 2005]. Ces âges TFA obtenus sur le massif de la Maladeta ont été complétés par des données (U-Th)/He sur apatites et  $Ar^{40}/Ar^{39}$  sur Feldspath et Biotite [Metcalf et al., 2009] qui permettent de caractériser le refroidissement d'une roche sur une gamme de températures allant de 400°C-350°C à 40°C. Ces résultats suggèrent un enfouissement du massif de la Maladeta à 70 Ma interprété comme résultant de l'activité du chevauchement de Gavarnie. Celui-ci induit l'enfouissement tectonique du massif de la Maladeta par le charriage de l'unité des Nogueras. Ces résultats ont d'importantes implications sur la continuité latérale des structures de la Zone Axiale qui seront discutées dans le chapitre IV.

Le massif de Barruera (**Figure I-16C**), situé dans l'axe de l'antiforme de la Zone Axiale, présente un profil d'âges TFA autour de 20 Ma [Sinclair et al., 2005]. D'après la distribution des longueurs de traces, il s'avère que les deux échantillons les plus hauts ont traversé rapidement la PAZ. La modélisation de l'histoire thermique de l'échantillon de la base du profil suggère un ralentissement du refroidissement [Sinclair et al., 2005]. Comparativement aux échantillons d'altitude équivalente dans les massifs de la Maladeta et Marimaña, les âges trace de fission du profil de Barruera sont plus jeunes. Cette différence est interprétée comme résultant d'un ultime pulse tectonique pyrénéen dans cette partie de la chaîne. Des datations complémentaires en (U-Th)/He sur apatite [Gibson et al., 2007] confirment également le fait que l'histoire thermique du massif de Barruera est très différente de celle des massifs de la Maladeta et de Marimaña. L'échantillon de la base du profil révèle un âge trace de fission sur zircon de  $104 \pm 7$  Ma, suggérant que la base du profil n'a pas été enfouit à une température supérieure à la température de fermeture du système<sup>2</sup> pendant l'orogénèse pyrénéenne [Sinclair et al., 2005].

Plus au sud, le profil thermochronologique TFA des Nogueras [Figure I-16-A, Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007] se caractérise par un refroidissement à travers la PAZ plus tardif et plus lent que celui des massifs de la Maladeta et Marimaña. A l'inverse, à altitude



équivalente, les âges TFA du profil des Nogueras sont plus anciens que ceux du profil Barruera, situé en position plus interne dans la chaîne. À l'instar du profil de Barruera, un âge trace de fission sur zircon de  $159 \pm 33$  Ma, suggère que la base du profil n'a pas été enfouie à une température supérieure à la température de fermeture du système<sup>2</sup> [Sinclair et al., 2005].

En résumé, les données thermochronologiques obtenues le long du profil ECORS montrent clairement une distribution asymétrique et sont de plus en plus jeunes vers sud. Ce résultat témoigne de la croissance tectonique du prisme pyrénéen caractérisé par la migration en séquence de la déformation vers le sud. Fitzgerald et al., [1999] propose le scénario suivant : la dénudation éocène enregistrée par le profil de Ribérot traduit l'inversion des structures crétacées ( $173 \text{ m.Ma}^{-1}$ ). L'Oligocène se caractérise par une accélération du refroidissement, observée sur le profil de la Maladeta, traduisant le développement de l'empilement anticlinal d'unités crustales (*anticlinal stack*). On note également la présence d'âges traces de fission synorogéniques autour de 20 Ma [Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007] sur le bord sud de la Zone Axiale (massif de Barruera) plus jeunes que l'âge couramment admis de la fin de la compression pyrénéenne correspondant à la transition oligo-miocène.

À l'ouest des Pyrénées centrales, une étude thermochronologique à l'origine du présent travail et géographiquement comprise dans notre zone d'étude, a été conduite sur les granites de Bordère-Louron, du Néouvielle et de Bielsa (**Figure I-15** et **Figure I-17**). L'originalité de ce travail a consisté à coupler une étude structurale avec une analyse TFA et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur biotite et K-feldspath<sup>3</sup> dans le but de caractériser l'exhumation tectonique de cette partie de l'orogène [Jolivet et al., 2007].

Structuralement, le massif du Néouvielle est situé au toit du chevauchement de Gavarnie (**Figure I-17**). Deux profils ont été réalisés : (1) un profil horizontal autour de 2000m d'altitude composé de 3 échantillons d'âges compris entre  $27.5 \pm 2.1$  Ma et  $22.2 \pm 1.4$  Ma; (2) un profil vertical entre 3100m et 1900m composé de 2 échantillons d'âges compris entre  $35.1 \pm 2.3$  Ma et  $22.2 \pm 1.4$  Ma. Les modélisations temps/température montrent que l'âge de refroidissement en dessous de l'isotherme 120°C était compris entre 45 et 35 Ma à un taux

---

<sup>3</sup> Datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur biotites :  $T_c \approx 300\text{-}350^\circ\text{C}$  [Harrison et al., 1985 ; Dahl, 1996b] ; sur feldspaths potassiques,  $T_c \approx 150\text{-}300^\circ\text{C}$  [Lovera et al., 1989].

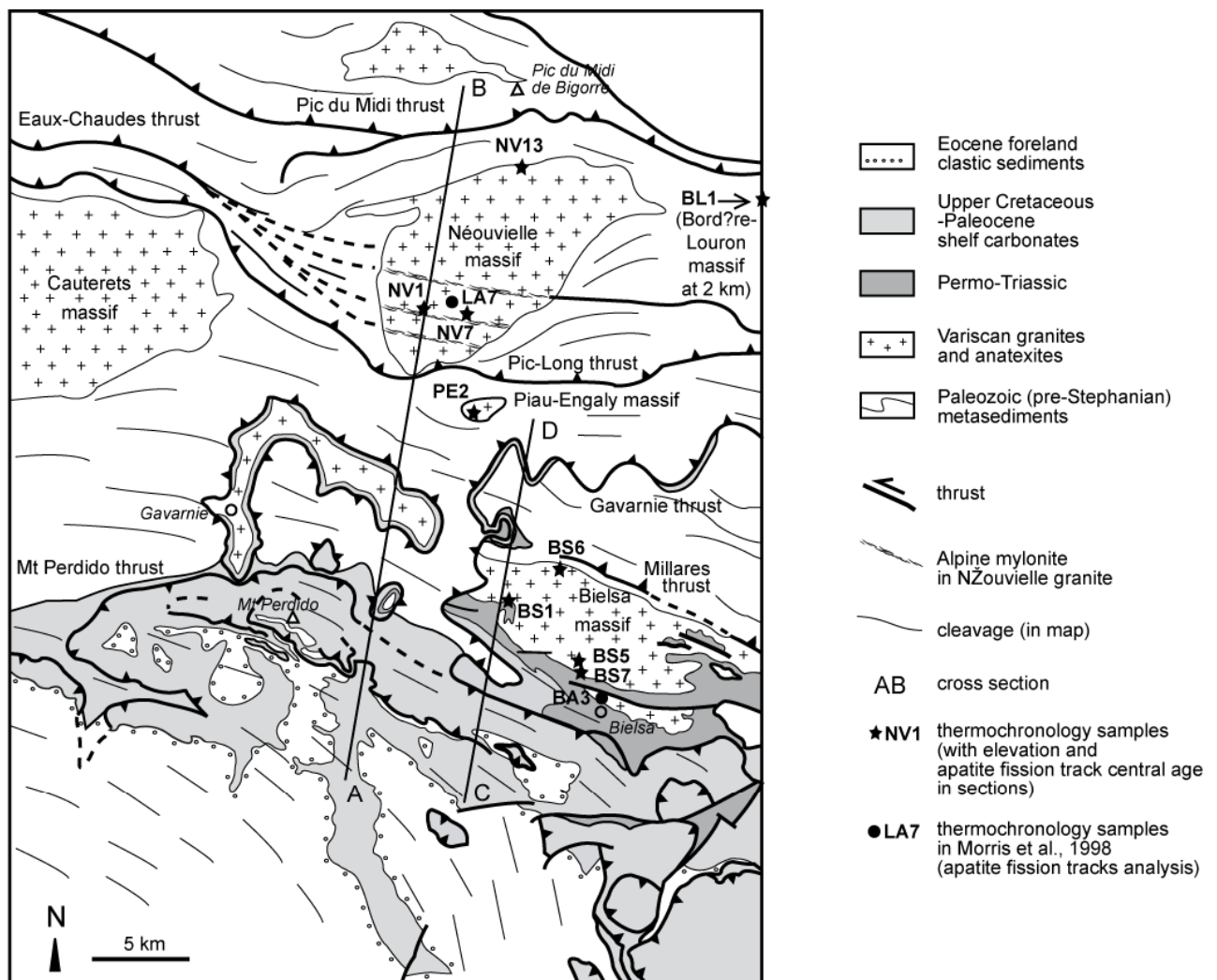
de  $3^{\circ}\text{C}.\text{Ma}^{-1}$  pour le sommet et autour de 20 Ma pour la base [Jolivet *et al.*, 2007]. La datation du sommet du massif de Bordère-Louron indique une histoire thermique identique à celle du sommet du Néouvielle mais à une altitude actuelle beaucoup plus faible (environ 900 m). L'évolution thermique du granite de Néouvielle est affectée par un deuxième épisode de refroidissement : après un arrêt du refroidissement à  $70^{\circ}\text{C}$  à environ 25 Ma pour le sommet, le massif subit une exhumation finale rapide à partir 5 Ma.

Sur le bord sud de la Zone Axiale, le granite de Bielsa est structuralement situé au toit du chevauchement du même nom et au mur du chevauchement de Gavarnie (Figure I-17). L'échantillonnage a été réalisé sous la surface discordante du Permo-Trias sur le granite. Cette surface horizontale anté-pyrénéenne, correspondant à une surface d'érosion tardi-hercynienne, est tectoniquement basculée vers le sud d'environ  $30^{\circ}$  par le chevauchement de Bielsa [Jolivet *et al.*, 2007]. Les âges centraux du sommet et de la base sont respectivement de  $18.0 \pm 1.9$  Ma (2600m) et  $19.4 \pm 2.4$  Ma (1100m), soit identiques dans la marge d'erreur. L'échantillon BS6 (1400m) situé au cœur du massif présente un âge de  $10.9 \pm 1.0$  Ma, correspondant au plus jeune âge TFA enregistré dans la Zone Axiale.

Les échantillons des extrémités du profil vertical (BS1 et BS7 ; Figure I-17) situés sous la surface d'érosion post-hercynienne basculée présentent un âge identique. Ce résultat permet donc d'affirmer que le basculement des échantillons s'est produit postérieurement à leur refroidissement et permettant ainsi de mettre en évidence l'activité tectonique hors-séquence au Miocène inférieur du chevauchement de Bielsa.

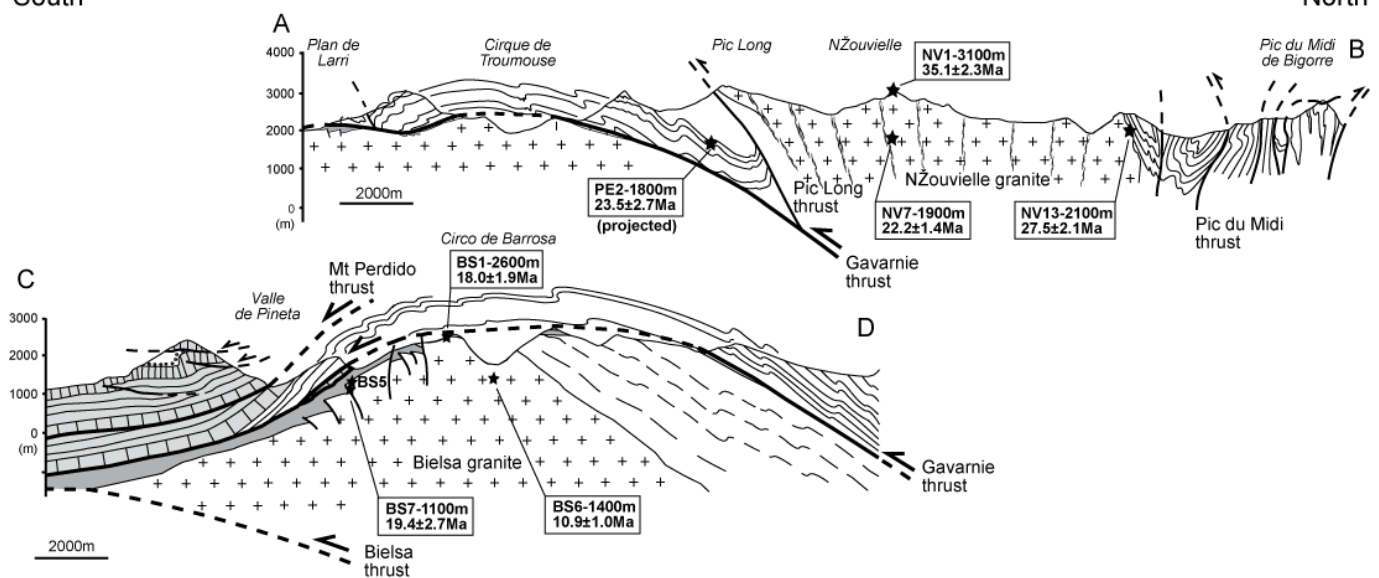
A l'instar du massif du Néouvielle, le massif de Bielsa se caractérise par un deuxième épisode de refroidissement autour de 5 Ma.

Toutes les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  réalisées, excepté l'échantillon NV7, sont caractérisées par des âges mixtes permettant d'estimer une quantité maximale de dénudation de 6-8km [Jolivet *et al.*, 2007]. L'échantillon NV7 est situé à quelques mètres d'une zone mylonitique traversant le massif du Néouvielle et correspondant à l'une des branches de la terminaison est du chevauchement des Eaux-Chaudes. Son âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur K-feldspath de 53 Ma suggère une remise à zéro du chronomètre au Cénozoïque attestant donc d'une activité pyrénéenne de cette zone mylonitique. Ces conclusions sont concordantes avec la datation Rb-Sr effectuée sur ces mêmes mylonites par Wayne & McCaig, [1998] qui fournit un âge de  $48 \pm 2$  Ma.



South

North



En résumé, la combinaison de l'analyse thermochronologique et de l'étude structurale de la partie ouest des Pyrénées centrales a permis de mieux contraindre l'évolution de l'enfouissement et de l'exhumation de cette partie de la chaîne, en lien avec l'activité du système chevauchant (**Figure I-18A**). Les principaux résultats sont (**Figure I-18B** : **(1)** la propagation en-séquence vers le sud du système chevauchant composé principalement, du nord au sud, des chevauchements des Eaux-Chaudes, de Gavarnie et de Guarga ; **(2)** la réactivation hors-séquence, au début du Miocène, du bord sud de la Zone Axiale. Cette réactivation postérieure au scellement du front sud-pyrénéen, s'est effectuée à la faveur du chevauchement de socle de Bielsa.

Les travaux de [Maurel et al, \[2002\]](#) dans la partie orientale de la chaîne ont permis de dater l'exhumation des Massifs du Canigou et de Mont Louis. Les âges TFA réalisés sur le massif du Canigou révèlent un refroidissement en dessous de l'isotherme 120°C autour de 26-27 Ma lié au jeu en faille normale de l'accident de la Têt lors de l'ouverture du Golfe du Lion. Les datations effectuées sur le granite de Mont-Louis, structuralement situé au toit de cette faille, caractérisent une exhumation tectonique pyrénéenne autour de 40 Ma.

---

Figure I-17 : Carte structurale et coupes de la partie ouest des Pyrénées centrales précisant la localisation et l'âge central des échantillons [[Jolivet et al., 2007](#)]

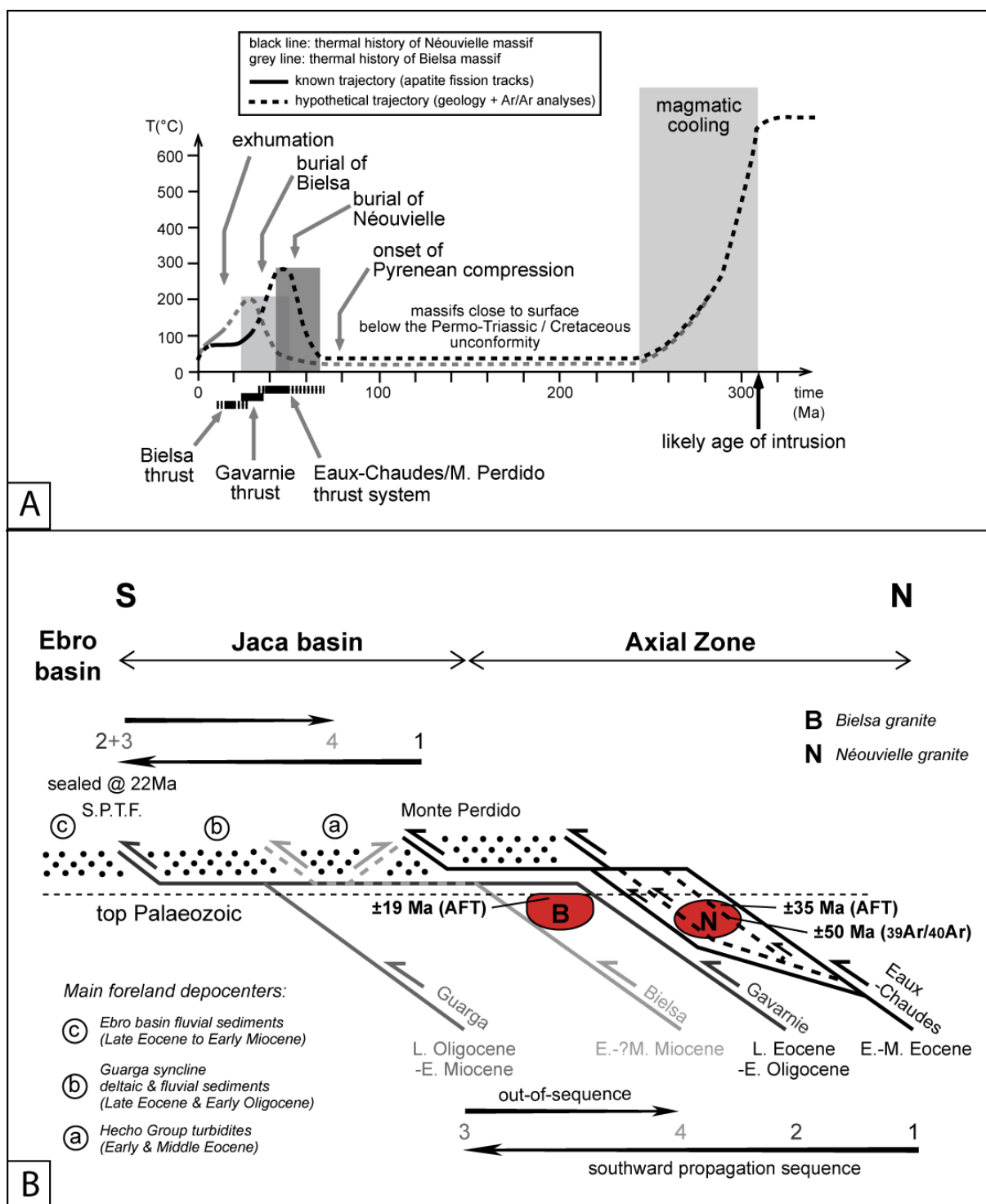


Figure I-18 : A-Histoire de l'enfouissement et exhumation des massifs du Néouvielle et de Bielsa [Jolivet *et al.*, 2007]. B-Evolution du système chevauchant déduit des résultats thermochronologiques et des données de la géologie [Jolivet *et al.*, 2007].

En conclusion, l'intégralité des datations basses et moyennes températures réalisées dans la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne des Pyrénées centro-orientales semblent concordantes et montrent clairement la migration de la dénudation vers le sud, en accord avec les résultats obtenus par les modèles numériques de croissance du prisme pyrénéen [Beaumont *et al.*, 2000]. La plupart de ces études [Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Maurel *et al.*, 2002 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007 ; Jolivet *et al.*, 2007 ; Metcalf *et al.*, 2009] interprètent ces résultats comme datant l'activité tectonique et par conséquent interprètent la dénudation enregistrée par les données thermochronologiques comme résultant de la croissance tectonique du prisme pyrénéen. Ainsi, le long du profil ECORS-Pyrénées, l'accélération du refroidissement à l'Oligocène résulterait du développement de l'empilement anticlinal d'écaillés de socle (*anticlinal stack*) [Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007 ; Metcalf *et al.*, 2009]. Dans les Pyrénées centre-ouest, les résultats de Jolivet *et al.*, [2007] ont permis de dater l'activité des principaux chevauchements et ainsi de mettre en évidence la réactivation tectonique hors-séquence du bord sud de la Zone Axiale postérieurement au scellement du front sud-pyrénéen. Les données TFA du massif de Barruera situé sur le profil ECORS suggèrent que cet épisode de réactivation tectonique au Miocène inférieur pourrait également affecter les Pyrénées centrales.

## I.4. Evolution morphologique des Pyrénées

Une des caractéristiques morphologiques de l'orogène pyrénéen est l'existence de surfaces d'érosion de haute altitude à faible relief (**H**ighly **E**levated – **L**ow **R**elief ; HE-LR ; Babault, 2004 ; Babault *et al.*, 2005) qui tronquent le matériel paléozoïque de la Zone Axiale et sa couverture mésozoïque et qui sont décrites largement depuis le début du siècle dernier [Penck, 1894, Mengel, 1910 ; Sorre, 1913 ; Panzer, 1926 ; Astre, 1927 ; Nussbaum, 1931 ; Boissevain, 1934 ; Pannekoek, 1935 ; Birot, 1937 ; Goron, 1941 ; De Sitter, 1952 ; Calvet, 1994]. Localement, ces surfaces sont recouvertes en discordance par des sédiments d'âge Miocène supérieur [11.1 – 8.7 Ma ; e.g., Garcès *et al.*, 1996] attestant que leur formation est antérieure [Birot, 1937 ; Roca, 1996]. La formation de ces surfaces suscite de nombreuses questions et plusieurs interprétations ont été proposées : ces surfaces d'érosion de haute

altitude se sont formées en deux temps : (i) pénéplanation de l'édifice orogénique (ii) surrection post-tectonique [De Sitter, 1952 ; Keefer, 1970 ; Blackstone, 1975 ; Scott, 1975 ; Tweto, 1975]. Cela suggère, dans les Pyrénées, une surrection de 2000 m postérieurement à l'arrêt de la tectonique. Différents processus ont été invoqués pour expliquer cette surrection au Pliocène : (i) des mouvements compressifs tangentiels [De Sitter, 1952 ; qui ne sont pas documentés] induisant un épaississement crustal de 12 km; (ii) la suppression de la racine crustale paléogène au Néogène, entraînant une surrection généralisée de la chaîne [Brunet, 1986]. Des études tomographiques ont néanmoins confirmé la présence d'une racine descendant à environ 100 km [Souriau & Granet, 1995].

De récentes études invoquent d'autres mécanismes à l'origine de la formation de ces surfaces d'altitude. Selon Babault et al, [2005], ces surfaces d'érosion se forment à haute altitude suite au remplissage du bassin d'avant-chaîne par d'importante quantité de matériel continental qui remonte en discordance (*onlap*) sur les parties internes de l'orogène. Ce comblement du bassin entraîne l'élévation du niveau de base, qui induit à son tour une diminution de la capacité érosive du système de drainage et permet ainsi la formation de ces surfaces d'érosion d'altitude élevée et à faible relief. Sur la base de modèles analogiques, Babault et al, [2005] apportent d'important éléments venant corroborer le modèle de formation de ces surfaces d'altitude à faible relief.

Sur la base d'arguments géologiques, géomorphologiques et thermochronologiques, cette interprétation est cependant contestée. En effet, selon Gunnell & Calvet, [2006] et Sinclair et al, [2009] plusieurs points de désaccords existent : (i) tout d'abord, ces auteurs remettent en question les critères d'identification de ces surfaces d'érosion d'altitude à faible relief : comment les discriminer des surfaces structurales, glaciaires ou d'autres faibles reliefs de dépôt; (ii) deux surfaces d'érosion existent dans l'orogène : une première marquée par les sommets et comprise entre 2700 et 2900 m et une la deuxième, d'altitude relativement basse et d'étendue très importante correspondant à un ensemble de pédiments [Gunnell & Calvet, 2006]; (iii) Babault et al, [2005] étendent à l'ensemble de l'orogène le modèle de comblement du bassin par des dépôts continentaux qui remontent on « onlap » sur la haute chaîne sur la base d'un affleurement ponctuel : la paléo-vallée de Sis. Cependant, selon Gunnell & Calvet [2006], aucune pénéplaine connectable avec ces séries conglomératiques n'existe à cette longitude dans la Zone Axiale. De plus, selon Sinclair et al, [2005], la composition des séquences clastiques affleurant dans la région des Nogueras indiquent une



source très proche. Selon *Sinclair et al, [2009]*, aucune donnée de géologie ne confirme le fait que les séries conglomératiques remontaient très loin dans les parties internes de la chaîne comme suggéré par *Babault et al, [2005]* ; (iv) Le modèle de formation déduit des observations sur le versant sud de l'édifice pyrénéen est extrapolé au versant nord. Or selon *Gunnell & Calvet, [2006]*, dans le bassin Aquitain il n'existe pas de séquences clastiques à une altitude supérieure à 700 m ; (v) la pente nécessaire pour connecter les séquences clastiques dans le bassin et les pénéplaines d'altitudes excède la valeur naturelle permise [*Stanistreet & McCarthy, 1993 dans Gunnell & Calvet, 2006*] ; (vi) les modélisations de l'histoire thermique du massif de la Maladeta [*Gibson et al., 2007*] caractérisent une exhumation post-orogénique depuis 30 Ma, incompatible avec la préservation de ces surfaces dont l'âge est anté-Miocène supérieur [*Babault et al., 2005*].

A l'instar d'autres analogues présentant des caractéristiques morphologiques similaires, e.g., la chaîne des Laramides dans les Rocky Mountains, l'origine de ces surfaces d'érosion d'altitude à faible relief reste très débattue. Dans le cadre de ce travail nous tenterons d'apporter quelques éléments à la compréhension de tel processus.

## I.5. Conclusions

La combinaison de nombreuses disciplines des sciences de la Terre permet de proposer aujourd'hui un schéma d'évolution de plus en plus précis de l'orogène pyrénéen. Il reste cependant des incertitudes quant à la dynamique alpine de croissance de la chaîne des Pyrénées. L'étude des relations tectonique-sédimentation, très largement utilisée dans les bassins d'avant-chaîne Pyrénéens, ne permet que de révéler l'âge de la déformation affectant les sédiments du piedmont. Comme il a été discuté dans l'introduction, cette déformation résulte principalement du processus d'accrétion frontale dans le prisme. *Quant est il des processus d'épaississement interne qui crée du relief dans les parties internes de la chaîne ?* Ces derniers, caractérisés principalement par l'advection verticale des particules dans le système [e.g. *Sinclair et al., 2005*], ne peut être mis en évidence que par la thermochronologie basse et moyenne température. De récentes études réalisées sur la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne datent et quantifient ce processus d'épaississement interne [*Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007 ; Jolivet et al., 2007 ; Metcalf et al., 2009*]. Dans la partie ouest des Pyrénées centrales, l'accrétion d'une unité de



socle postérieurement au scellement du front, suggère une réactivation tectonique hors-séquence du bord sud de la Zone Axiale [Jolivet *et al.*, 2007]. Avec un bassin parfaitement préservé, bien documenté et vierge de données thermochronologiques, la partie ouest des Pyrénées centrales constitue donc une zone d'étude toute indiquée pour l'étude de la dynamique de croissance d'un prisme orogénique intracontinental.





# Chapitre II. Thermochronologie : techniques et méthodes

## II.1. Introduction à la thermochronologie

Le rôle premier de la thermochronologie est la détermination de l'âge de refroidissement. Elle s'applique en conséquence à l'étude de nombreux processus géologiques et permet la datation, par exemple, du refroidissement d'intrusions magmatiques, de fluides, ou de la dénudation tectonique (contextes extensifs). Dans les contextes compressifs, type prisme orogénique, le refroidissement enregistré par la thermochronologie résulte de l'effet de l'érosion dont l'importance dépend entre autre de deux paramètres qui sont le relief (créés par des mouvements verticaux dans le prisme) et le climat.

Ce chapitre s'articule en deux parties : une présentation des principes fondamentaux de la méthode puis dans un deuxième temps nous verrons comment mettre en application la thermochronologie pour répondre aux problèmes géologiques posés.

La thermochronologie fournit de précieux enregistrements des mouvements verticaux à l'échelle des temps géologiques permettant de préciser la nature et le calendrier d'activité des processus tectoniques. La thermochronologie repose sur le principe suivant : la désintégration nucléaire d'un atome père entraîne la production d'un élément fils. Au dessus d'une température caractéristique, appelée température de fermeture ( $T_c$ , *closure temperature* ; [Dodson, 1973, 1979](#)) l'élément fils diffuse en dehors du système. En dessous de cette température, la diffusion s'arrête et le système est considéré comme fermé. Pour certains systèmes thermochronologiques, e.g., trace de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatites, la température de fermeture correspond à un intervalle dans lequel le processus de diffusion ralentit. En dessous de cet intervalle, le processus est suffisamment ralenti pour considérer que le système est fermé. De plus, la  $T_c$  est propre à chaque système géochronologique et varie en fonction de la taille des grains, de la composition chimique, et du taux de refroidissement [[Braun et al., 2006](#)].

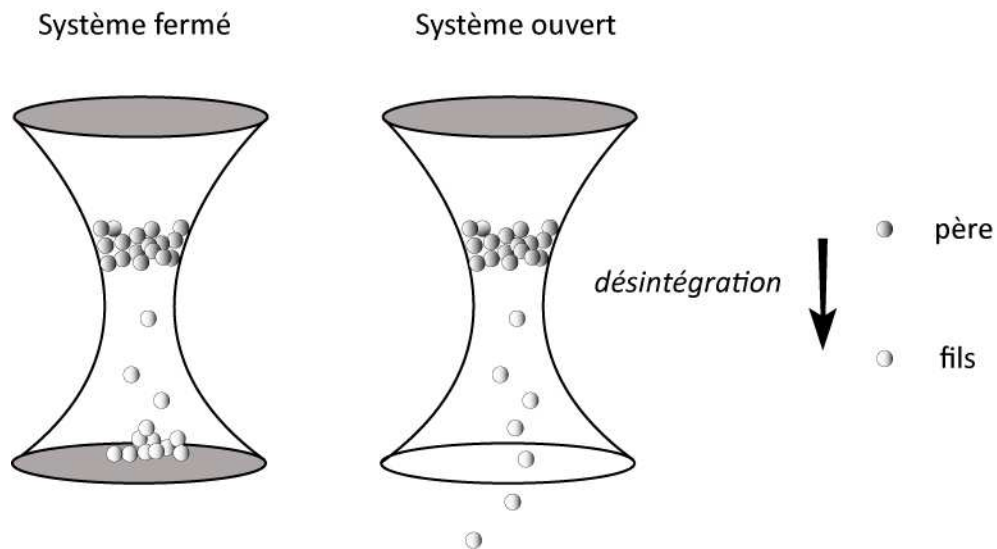


Figure II-1 : représentation schématique du comportement d'un système géochronologique ouvert (droite) et fermé (gauche) [Braun *et al.*, 2006].

Une fois le problème géologique posé, le choix du thermochronomètre dépend de la disponibilité des différents minéraux et de leur gamme de température. Le type de processus à étudier déterminera le type de chronomètre que nous utiliserons : des températures importantes contraindront généralement des processus profonds et à grande échelle, et des températures moyennes à basses seront consacrées à l'étude de processus plus superficiels et à des échelles inférieures (cette étude).

Il convient alors de rappeler les grandes caractéristiques des systèmes thermochronologiques de moyenne et basse température (Figure II-2):

- ♦  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dont la température de fermeture ( $T_c$ ) dépend du système minéralogique utilisé : (a) amphiboles,  $T_c \approx 550^\circ\text{-}650^\circ\text{C}$  [Harrison, 1981 ; Dahl, 1996a ; Villa *et al.*, 1996] ; (b) muscovites,  $T_c \approx 350\text{-}400^\circ\text{C}$  [Hames & Bowring, 1994] ; (c) biotites,  $T_c \approx 300\text{-}350^\circ\text{C}$  [Harrison *et al.*, 1985 ; Dahl, 1996b] ; (d) feldspaths potassiques,  $T_c \approx 150\text{-}300^\circ\text{C}$  [Lovera *et al.*, 1989].

- ♦ Traces de fission. Les minéraux utilisés sont : (a) zircon, dont la température d'effacement instantané (à l'échelle des temps géologiques) des traces<sup>4</sup> est :  $T_c \approx 240 \pm 30^\circ\text{C}$  [Hurford, 1986 ; Brandon *et al.*, 1998 ; Bernet *et al.*, 2002 ; Bernet & Garver, 2005] ;

<sup>4</sup> La température d'effacement des traces est l'équivalent de la température de fermeture ( $T_c$ ) des systèmes isotopiques (e.g.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).

(b) apatites,  $T_c \approx 120^\circ\text{C}$  [Gleadow & Duddy, 1981 ; Naeser, 1979, 1981]. Ce système minéralogique permet de dater le refroidissement d'une roche entre  $120^\circ\text{C}$  et  $60^\circ\text{C}$  correspondant à la zone d'effacement partiel des traces (PAZ, *Partial Annealing Zone*) [e.g. Gallagher et al., 1998]. Cette méthode permet également de modéliser l'évolution temps/température d'une roche dans la PAZ. (II.3.d)

- ♦ (U-Th)/He sur Zircon,  $T_c \approx 170 - 190^\circ\text{C}$  [Reiners et al., 2003] et sur apatites, qui permet de décrire le refroidissement d'une roche entre  $70^\circ\text{C}$  et  $40^\circ\text{C}$  [Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000].

## II.2. Le choix du thermochronomètre

Le choix du thermochronomètre doit intégrer de nombreux paramètres afin d'apporter la solution la plus adaptée possible au problème géologique posé. Comme nous l'avons vu précédemment, une première et importante partie de ce travail a consisté à dresser un schéma précis de l'évolution thermo-tectono-stratigraphique du bassin d'Ainsa-Jaca. Dans un deuxième temps cette étude thermo-tectonique a été étendue à l'ensemble de l'orogène à travers une coupe nord-sud intégrant les parties internes du prisme. Cependant, de récentes études thermochronologiques conduites sur la Zone Axiale de la chaîne des Pyrénées [cf. I.3.b.iii ; Maurel et al., 2002 ; Sinclair et al., 2005] ont montré que les températures maximales atteintes par les roches affleurantes, sauf exception (i.e., base du massif de la Maladeta, zones de cisaillement, sont inférieures à  $200-300^\circ\text{C}$ ). De plus, la quantité de dénudation enregistrée dans la partie interne du prisme étant nécessairement supérieure à celle enregistrée dans le bassin, il apparaissait donc que la méthode des traces de fission sur apatite constituait le choix le plus pertinent pour caractériser l'évolution thermo-tectonique du prisme pyrénéen.

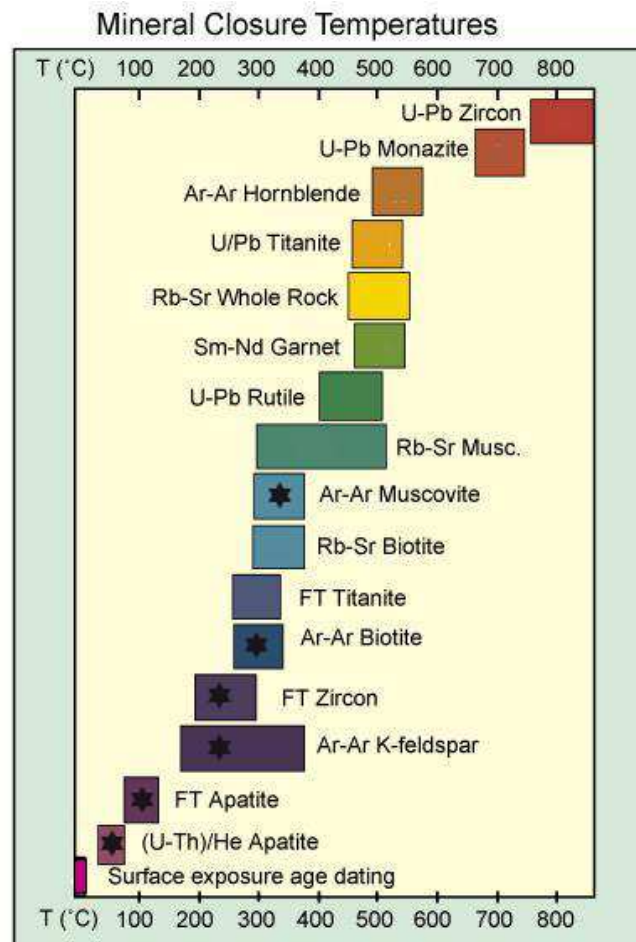


Figure II-2 : Températures de fermeture de différents systèmes thermochronologiques (<http://su-thermochronology.syr.edu/>). Les étoiles correspondent aux méthodes qui seront abordées dans ce travail (seule la méthode des traces de fission n'a été utilisée).

## II.3. Les traces de fission sur apatite

### II.3.a. Les grands principes

La désintégration radioactive d'un atome lourd ( $Z > 90$  et  $A > 230$ ) induit l'éjection d'une particule  $\alpha$  et, selon des directions opposées, de 2 particules chargées. Celles-ci entraînent la formation d'une trace rectiligne résultant de l'amorphisation du réseau cristallin [Fleischer *et al.*, 1975]. La cicatrice ainsi formée est une trace de fission latente (naturelle, ou spontanée) (Figure II-3). L'essentiel des traces de fission dans l'apatite et le zircon résulte de la fission de l'isotope  $^{238}\text{U}$  dont le taux de désintégration est statistiquement considéré comme constant [e.g., Gallagher *et al.*, 1998]. Les atomes lourds d' $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$  ont des périodes de demi-vie

trop longues pour produire un nombre significatif de traces de fission. Cependant, dans le cas de certains échantillons très vieux (>300 Ma) et riches en  $^{232}\text{Th}$  on note la présence de traces de fission plus grosses et plus longues, sans doute formées par la désintégration de cet isotope [com pers M. Jolivet]. L'observation en microscopie optique ( $\times 1250$ ) d'une trace de fission, dont les dimensions maximum sont de 17 à 20  $\mu\text{m}$  de long pour 1 à 4  $\mu\text{m}$  de large (après attaque chimique), n'est réalisable qu'après avoir subi une attaque chimique (Pour la partie traitement des échantillons, le lecteur pourra se référer à la description très précise de la méthodologie réalisée par Jolivet, 2001). Les traces de fission sont principalement générées dans des matériaux inorganiques isolants, e.g. minéraux, verres [Green et al., 1986]. Le minéral utilisé dans ce travail, l'apatite  $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})]$ , Deer et al., 1969], présente une concentration en  $^{238}\text{U}$  [comprise entre 1-200 ppm, Donelick et al., 2005] « idéale » pour générer un nombre suffisant d'évènements de désintégration [Gallagher et al., 1998].

Au cours du temps, les traces de fission subissent un phénomène de réparation, ou cicatrisation, tendant à réduire leur taille. Ce phénomène se réalise à la faveur d'un processus de diffusion à l'échelle du réseau cristallin. La température joue un rôle majeur dans l'effacement des traces de fission : plus la température est élevée, plus la cicatrisation des traces est rapide [Figure II-4 ; Näeser, 1979 ; Green et al., 1986 ; Laslett et al., 1987 ; Duddy et al., 1988 ; Green et al., 1989 ; Gallagher, 1998]. A des températures inférieures à  $\approx 60^\circ\text{C}$ , le processus de cicatrisation des traces de fission devient extrêmement lent mais persiste, même à température ambiante [Green et al., 1986]. A l'opposé, à des températures supérieures à  $\approx 120^\circ\text{C}$ , l'effacement des traces de fission devient instantané à l'échelle des temps géologiques. Cet intervalle de température compris entre  $60^\circ\text{C}$  et  $120^\circ\text{C}$  correspond à la zone d'effacement partiel des traces ou PAZ [Partial Annealing Zone ; Wagner, 1979b].



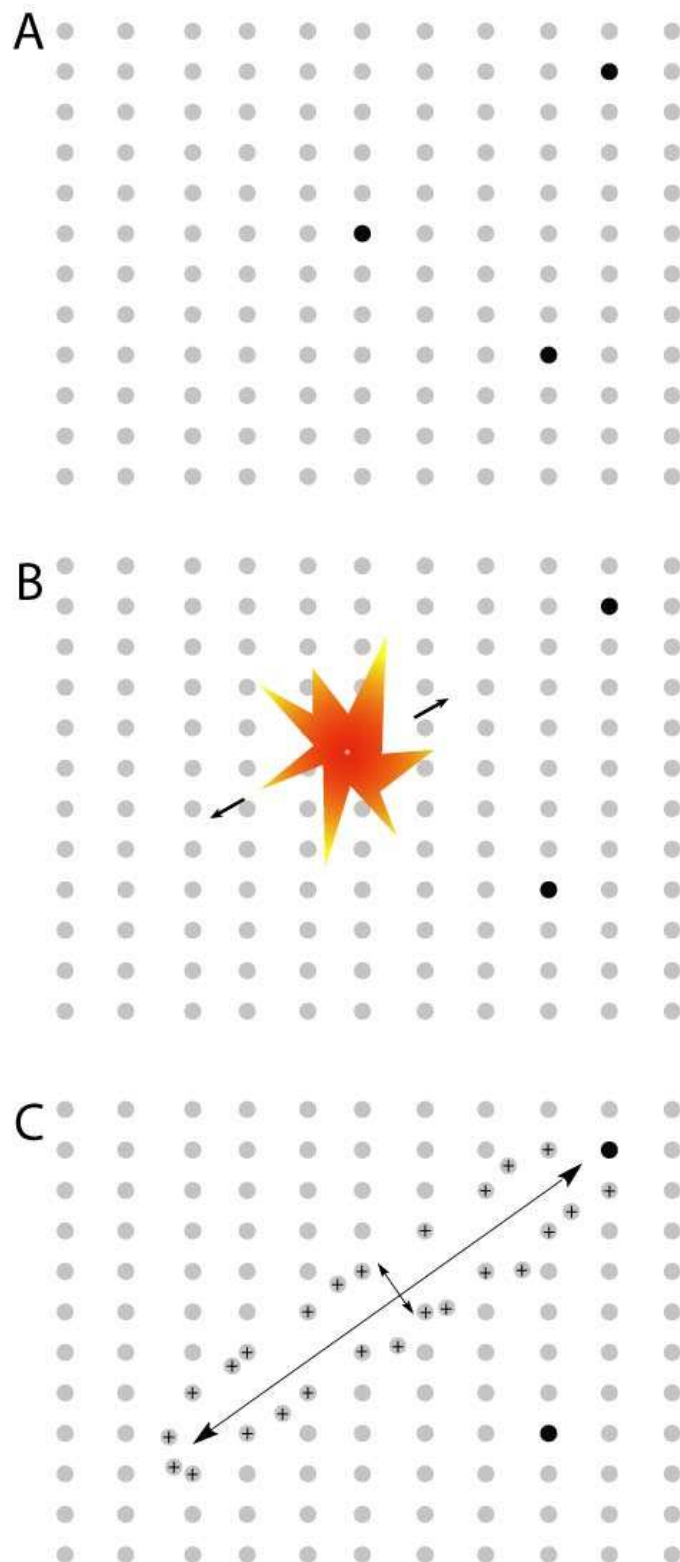


Figure II-3 : Schéma représentant la formation d'une trace de fission [modifié d'après [Gallagher et al., 1998](#)]: modèle pic d'explosion ionique [[Fleischer et al., 1975](#)]. A : Réseau cristallin présentant des atomes d'  $^{238}\text{U}$  (ronds noirs) ; B : Fission spontanée des atomes d'  $^{238}\text{U}$  naturellement instables ; C : Formation de la trace de fission par ionisation du réseau cristallin.

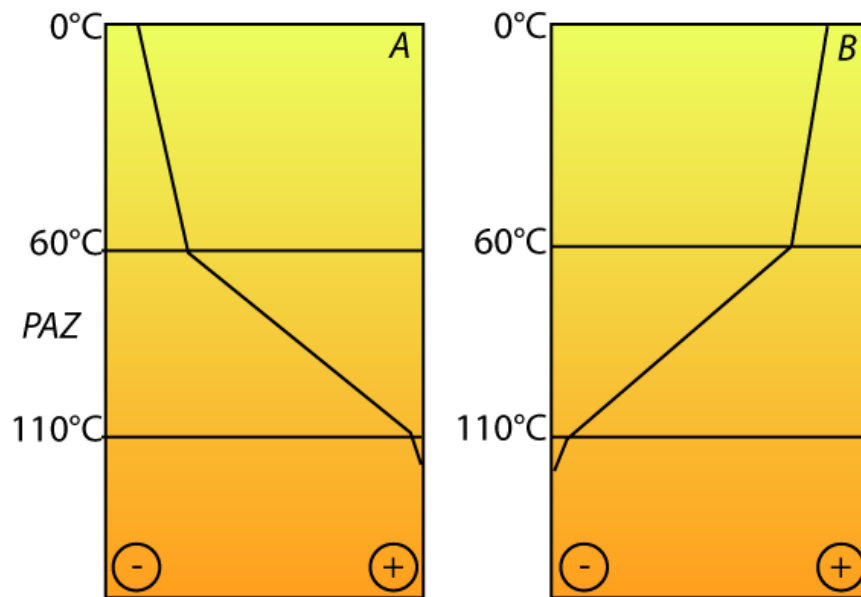


Figure II-4 : Concept de la zone d'effacement partiel des traces PAZ appliqué au minéral d'apatite [d'après Năeser, 1979] A : Evolution de la vitesse d'effacement des traces en fonction de la température. Il est important de noter que même en dessous de 60°C le processus de diffusion, responsable de la réparation des traces, persiste ; B : Evolution de l'âge trace de fission en fonction de la température (pour un même âge initial et un temps de résidence identique à chaque température).

### II.3.b. Détermination d'un âge traces de fission

Cette méthode de datation étant basée sur une loi de décroissance radioactive (1), la détermination de l'âge trace de fission d'un cristal d'apatite nécessite l'estimation du nombre d'atomes pères et d'atomes fils.

$$N_D = N_p (e^{-\lambda t} - 1) \quad (1)$$

avec

$N_D$  : nombre d'éléments fils (nombre de traces spontanées)

$N_p$  : nombre d'éléments pères

$\lambda$  : constante de désintégration en  $\text{an}^{-1}$

$t$  : temps en an

Comme décrit plus haut, la désintégration spontanée de l' $^{238}\text{U}$  entraîne la formation d'une trace de fission assimilable à l'élément fils. La détermination de la quantité d'éléments  $^{238}\text{U}_{init}$  (éléments pères) est basée sur la constance, dans la nature, du rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}$  égal à 137.88 [Steiger & Jäger, 1977 dans Donelick et al., 2005]. L'objectif est donc de trouver la quantité d'atomes d' $^{235}\text{U}$  présents dans le minéral (en négligeant sa désintégration). Ce dernier, également naturellement instable, ne contribue que pour une part négligeable à la formation des traces de fission. L' $^{235}\text{U}$  possède la propriété de fissionner par capture neutronique. Afin de mettre en évidence sa concentration dans le minéral étudié, les minéraux à dater sont soumis à un bombardement neutronique dans un réacteur nucléaire. Ce bombardement entraîne la désintégration de l' $^{235}\text{U}$  et la formation de traces de fission dites induites. Nous utilisons la méthode du détecteur externe (cf. ci-dessous) afin d'enregistrer la désintégration de l' $^{235}\text{U}$ . Dans le cadre de cette thèse, les échantillons ont été irradiés aux Etats-Unis à l'université de l'état d'Oregon. L'intensité du flux neutronique est estimée en utilisant un dosimètre en verre dont la concentration d'uranium est connue.

### II.3.b.i. La méthode du détecteur externe

L'un des principaux intérêts de la méthode du détecteur externe [Figure II-5 ; Hurford & Carter, 1991] est de pouvoir dater individuellement les minéraux [Jolivet, 2001]. Cette méthode est également recommandée par l'Union Internationale du Groupe de Travail en Sciences de la Terre [I.U.G.S.W.G., Hurford, 1990a, b]. L'âge traces de fission s'obtient à partir de l'équation suivante :

$$TFage = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[ 1 + \zeta g \lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \right]$$

Où  $TFage$  est l'âge d'un grain d'apatite;  $\rho_s$  et  $\rho_i$  correspondent respectivement à la densité de traces spontanées et induites ;  $\rho_d$  est la densité de traces induites dans le dosimètre ;  $\lambda_d$  est la constante de désintégration  $\alpha$  de l' $^{238}\text{U}$  ;  $g = \frac{g_d}{g_i}$  est un facteur géométrique égal à  $2\pi$  et  $\zeta$  [facteur de calibration zêta, Hurford & Green, 1982] permet d'intégrer les termes difficiles à déterminer. Ce dernier est propre à chaque opérateur.

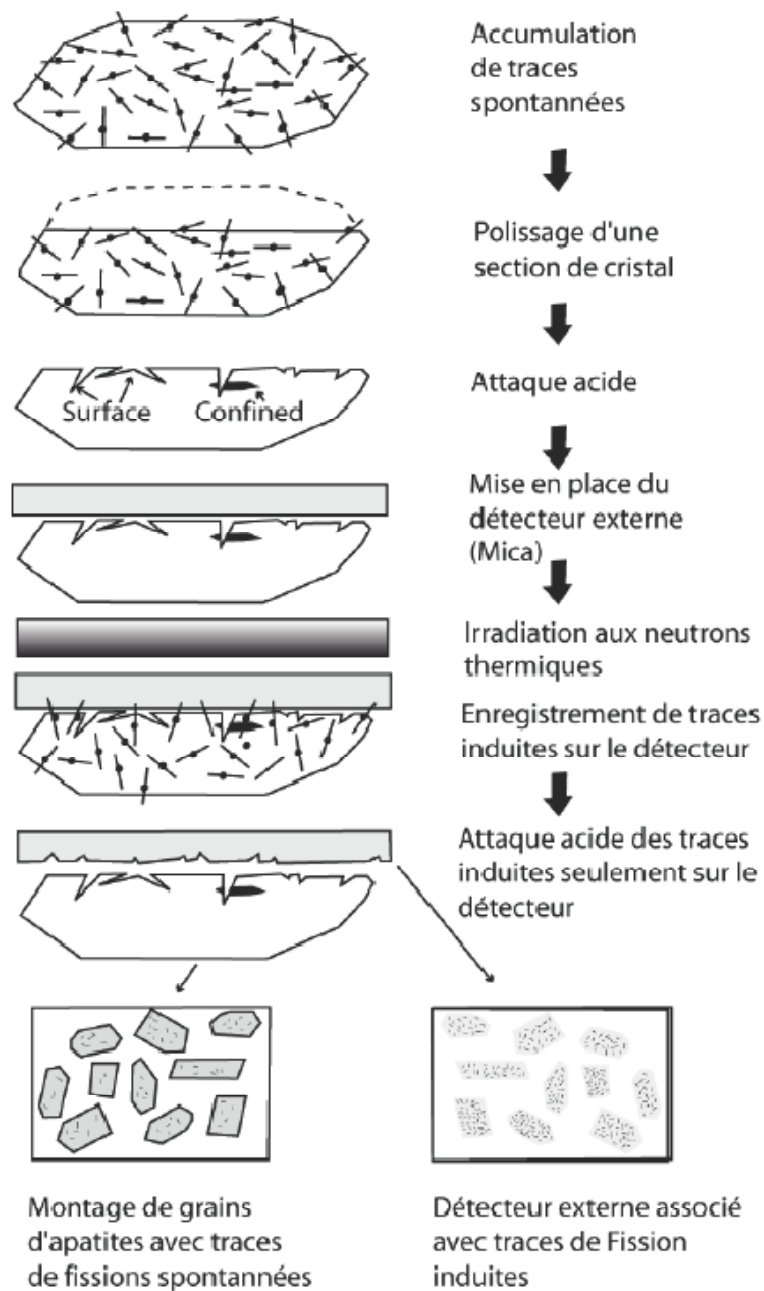


Figure II-5 : Méthode du détecteur externe [dans Robert, 2009 d'après Gallagher et al., 1998].

Le calcul du paramètre  $\zeta$  est basé sur la détermination du rapport  $\frac{\rho_s}{\rho_i}$  dans le standard irradié conjointement de l'échantillon à dater. Un standard est un échantillon dont l'âge est connu précisément. L'écart entre l'âge du standard et l'âge obtenu par l'opérateur permet de calculer la valeur du facteur de correction  $\zeta$ , permettant alors de corriger ce biais.

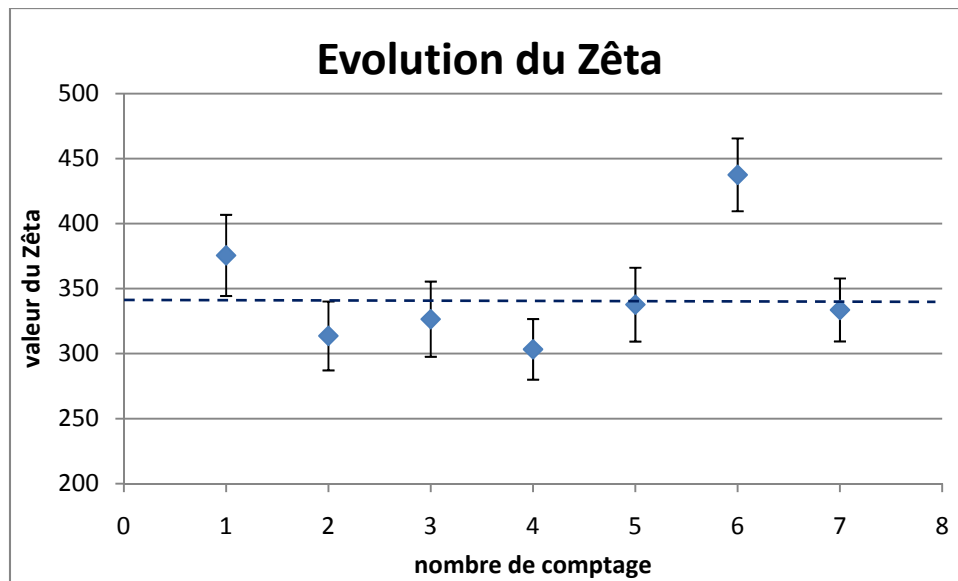


Figure II-6 : Graphique montrant l'évolution de la valeur de mon zêta en fonction du nombre de standards comptés. La valeur utilisée lors du calcul des âges, dans le cadre de cette thèse, correspond à la moyenne pondérée :  $342.66 \pm 6.67$  (représentée en pointillé).

Le paramètre  $\zeta$  évolue avec le temps (i.e., « entraînement de l'œil », changement de l'acuité visuelle de l'opérateur) et doit en conséquence être évalué régulièrement. Pour la calibration du facteur Zêta, deux standards ont été utilisés :

- ♦ Durango,  $31.4 \pm 0.5$  Ma [Steiger & Jäger, 1977].
- ♦ Mt Dromedary,  $98.7 \pm 0.6$  Ma [Green, 1985].

### II.3.b.ii. Calcul de l'âge moyen

Comme discuté précédemment, la méthode du détecteur externe permet la détermination de l'âge individuel des grains d'apatites dans l'échantillon. Par convention, le comptage se fait parallèlement à l'axe cristallographique  $\langle c \rangle$  des cristaux d'apatite. Cela est justifié par le fait que la vitesse d'effacement des traces diffère selon la direction cristallographique [e.g. Green & Durrani, 1977 ; Laslett et al., 1984] et est plus lente selon l'axe  $\langle c \rangle$ . Le calcul de l'âge se fait de plusieurs façons [e.g., Jolivet, 2001]:

- ♦ Le « *pooled age* » est défini par la somme des traces spontanées divisée par la somme des traces induites. Cette méthode admet que la totalité des grains comptés proviennent d'une même population d'âge et ne tiens donc pas compte de la variabilité des âges individuels des grains.

- ♦ Le « *mean age* » se caractérise par la moyenne arithmétique des rapports du nombre de traces spontanées sur celui des traces induites dans chaque grain.
- ♦ Le « *central age* », ou âge central, correspond à la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels pondérés par la précision de mesure sur chaque âge [Galbraith & Laslett, 1993 ; Gallagher, 1995]. Il est le plus couramment utilisé car moins sensible que les autres aux variations importantes (non poissonniennes évalué par le test statistique du  $\chi^2$ ).

Le type d'échantillon est donc un paramètre important. Dans le cas de matériel sédimentaire détritique, chaque grain est susceptible d'avoir enregistré une histoire thermique différente. A l'inverse, dans un granite ayant subi une exhumation rapide, l'histoire thermique enregistrée par les cristaux d'apatite est identique. La lithologie est ainsi un paramètre fondamental dans l'interprétation de l'âge moyen. Dans le cadre de ce travail, les résultats thermochronologiques seront systématiquement exprimés par l'âge central.

### II.3.c. Signification des âges moyens sur apatites d'origine détritique

En raison de la faible température de fermeture de ce système thermochronologique ( $\approx 120^\circ\text{C}$ ), l'âge moyen ne constitue que très rarement l'âge de formation de la roche. Le plus souvent, l'âge trace de fission est inférieur à l'âge de formation de la roche. La zone de cicatrisation partielle des traces de fission étant comprise entre  $\approx 120^\circ\text{C}$  et  $60^\circ\text{C}$ , l'information enregistrée par les apatites ne concerne que la région superficielle de l'écorce terrestre, i.e., les premiers 4-5 km (dans le cas d'un géotherme normal compris entre  $25^\circ\text{C}$ - $30^\circ\text{C.km}^{-1}$ ).

Une roche sédimentaire d'origine détritique est composée le plus souvent par des grains de sources variables. En amont, ces grains ont subi une exhumation dans leur zone source, une érosion, un dépôt et un enfouissement plus ou moins important. La dimension de la zone drainée influe sur le nombre de sources et donc sur la diversité des populations d'apatites contenues dans le sédiment.

Dans la zone source (cas d'un granite par exemple), les apatites enregistrent l'histoire thermique de la roche depuis le passage de l'isotherme  $120^\circ\text{C}$ . La source exhumée est érodée et le produit d'érosion se retrouve déposé dans un bassin. Plusieurs cas de figure sont alors à envisager :

- ♦ Les apatites sont enfouies à une température supérieure à 120°C, permettant la remise à zéro du thermochronomètre et donc l'effacement du signal lié à l'histoire du refroidissement de la source. L'âge moyen obtenu est plus jeune que l'âge stratigraphique du sédiment et l'information enregistrée par les apatites correspond à l'histoire du refroidissement du sédiment.

- ♦ Les apatites ne sont pas enfouies à une température supérieure à 60°C correspondant à la base de la zone de cicatrisation partielle des traces. L'âge traces de fission sur apatite moyen est égal ou plus vieux que l'âge du sédiment. Le signal de l'histoire thermique de la (ou des) source(s) est donc conservé.

- ♦ Les apatites sont enfouies dans la zone de cicatrisation partielle des traces entre  $\approx 60^{\circ}\text{C}$  et  $120^{\circ}\text{C}$  et le signal est donc partiellement réinitialisé. Plusieurs situations sont à considérer : (i) la distribution des âges individuels des grains se caractérise par des populations d'âges inférieurs et/ou d'âges supérieurs à l'âge du sédiment ; (ii) tous les grains sont plus jeunes que l'âge de dépôt mais l'âge moyen ne correspond pas à l'âge d'exhumation réel. ; (iii) l'échantillon a résidé dans la partie inférieure de la PAZ pour une durée insuffisante. L'âge moyen est supérieur au dépôt. Le thermochronomètre n'ayant pas été remis à zéro pendant l'histoire de l'enfouissement dans le bassin, l'information enregistrée par les cristaux d'apatite correspond pour partie à l'histoire du refroidissement de la source et d'autre part à l'histoire, plus récente, de l'enfouissement puis du refroidissement du sédiment.

L'âge moyen ne représente donc que l'âge minimum du dernier passage de l'isotherme  $120^{\circ}\text{C}$  [Green et al., 1986]. De plus, il est important de noter que la dispersion des âges individuels des grains, schématiquement représenté sur un diagramme radial [Galbraith, 1990], est une information fondamentale dans l'interprétation des âges moyens. C'est en effet, cette dispersion qui va aider à caractériser le niveau de recuit des apatites. Dans les cas où l'enfouissement n'a pas été suffisant pour remettre à zéro le thermochronomètre, une étude statistique de la distribution des âges individuels des grains basée sur un calcul de densité de probabilité des âges significatifs permettra d'identifier différentes populations d'âges. Pour cela, une quantité statistiquement satisfaisante de grains ( $\approx 40-50$ ) est nécessaire. Malheureusement, la pauvreté en uranium et la médiocre qualité des cristaux étudiés n'a pas systématiquement permis d'en compter autant (Chapitre III). Pour le



traitement statistique des échantillons, nous avons utilisé le logiciel Binomfit® développé par *Brandon, [2002]*.

### II.3.d. Distribution des longueurs de traces et modélisation de l'histoire thermique

Dans le cas des apatites, la longueur et la distribution des longueurs de trace confinées nous renseigne sur l'évolution du refroidissement d'un échantillon en dessous de l'isotherme 120°C [*Ketcham et al., 2000 ; Donelick, 2004*], avec comme condition préalable que l'échantillon ait été totalement remis à zéro. Seules les traces parfaitement horizontales contenues dans le réseau cristallin doivent être mesurées. Cette mesure, à l'instar du comptage, doit se faire sur des sections de cristaux parallèles à l'axe  $\langle c \rangle$ .

L'histogramme de distribution des longueurs de trace permet la réalisation d'une modélisation continue du chemin temps-Température (t-T) suivi par l'échantillon. Les modélisations t-T effectuées dans le cadre de cette thèse ont été réalisées avec le logiciel AFTsolve [*Ketcham et al., 2000*]. Les modèles de cicatrisation des traces utilisés sont ceux de *Laslett, [1987]* (basé sur les apatites Durango riches en Chlore) et *Ketcham et al., [2000]* qui permet d'intégrer certains paramètres cinétiques comme le Dpar (**cf. section suivante**) permettant ainsi d'affiner les modèles temps/température.

Le logiciel, à partir d'un nombre d'itération choisi, calcule l'ensemble des trajets temps-température dans la limite des contraintes en temps et température fixées préalablement. Il compare ensuite les âges et les longueurs de traces obtenus le long de ces courbes théoriques avec les données d'entrée : longueur des traces et âges individuels des grains. Ces résultats sont classés en fonction de leur distance aux données d'entrée. Plusieurs trajets t-T sont ainsi déterminés. Ne sont considérés que les trajets contenus dans l'enveloppe de confiance à 95%.

### II.3.e. Indicateurs cinétique de cicatrisation des traces

Comme nous l'avons vu précédemment, la vitesse d'effacement des traces de fission est directement liée à la variation de température mais d'autres paramètres contrôlent aussi ce processus. La composition chimique des apatites, à travers les concentrations en Fluore (F), Chlore (Cl) et Hydroxyle (OH), joue un rôle important dans la cinétique de cicatrisation

[Donelick, 1993; Burtner et al., 1994; Donelick et al., 1999; Barbarand et al., 2003]. Des études réalisées dans le bassin d'Otway en Australie [Green et al., 1983] ont montré que la résistance à l'effacement des apatite est fortement influencée par le rapport  $\frac{[Cl]}{[F]}$ . En effet, une forte concentration en Cl augmente la résistance à l'effacement induisant, une augmentation de l'âge apparent de la formation. Cette forte concentration en Chlore a comme conséquence d'augmenter la température de fermeture du système à  $\approx 150^{\circ}\text{C}$  [Burtner et al., 1994]. La caractérisation de la résistance à l'effacement des cristaux d'apatite peut être réalisée indirectement par la mesure du  $D_{par}$ . Celui-ci correspond au grand diamètre de la section correspondant à l'intersection entre la trace et la surface polie du minéral. A l'instar du comptage et de la mesure des longueurs de trace, la mesure du  $D_{par}$  doit être réalisée sur une surface parallèle à l'axe cristallographique  $\langle c \rangle$  du minéral. La mesure du  $D_{par}$  est un outil très pertinent dans des conditions d'absence/partielle réinitialisation du thermochronomètre. En effet, comme il a été discuté précédemment, la dispersion des âges individuels des grains peut, dans ces cas, être relativement importante. La mesure du paramètre cinétique  $D_{par}$  peut donc permettre de montrer s'il existe une corrélation entre la résistance à l'effacement des grains et les populations d'âges statistiquement identifiées. Dans le cas d'apatites d'origine détritique, deux configurations peuvent être décrites :

- Dans le cas d'une remise à zéro nulle ou partielle du thermochronomètre, les grains d'apatite d'une même population statistiquement identifiée montrent une valeur similaire de leur  $D_{par}$ . Une corrélation existe donc entre la résistance à l'effacement et l'âge individuel des grains. La dispersion des âges des grains dans l'échantillon peut donc être expliquée par leur capacité de cicatrisation. La variabilité de la résistance à l'effacement des grains reflète la variabilité des sources.
- Dans le cas d'une remise à zéro nulle ou partielle du thermochronomètre, les apatites appartenant à une même population statistiquement identifiée présentent des valeurs de  $D_{par}$  très différentes. Il n'y a donc pas de corrélation entre les âges des grains et leur capacité de cicatrisation. Dans ce cas, la dispersion des âges individuels des grains est liée à la diversité d'histoires thermiques des sources.

## II.4. Stratégie d'échantillonnage

A l'instar du choix du thermochronomètre, la stratégie d'échantillonnage dépend du problème à résoudre. Dans cette étude, l'utilisation de la thermochronologie devait permettre de mettre en évidence les mouvements verticaux en lien avec l'activité des structures tectoniques. Plusieurs stratégies ont été employées:

**Les profils verticaux** permettent d'obtenir une section à travers la croûte et, selon *Braun et al., [2006]*, présentent l'avantage de s'affranchir de la nécessité de connaître la structure thermique de la croûte puisque les âges des différents échantillons témoignent du passage d'une même isotherme. Cependant, excepté le cas des profils en forages [e.g., *Brown et al., 2002*], ils sont la plupart du temps sub-verticaux et l'interprétation du profil âge-altitude doit intégrer certains paramètres ayant une influence sur le refroidissement des échantillons, e.g., la topographie [e.g., *Braun et al., 2006*] et la vitesse à laquelle les roches sont advectées vers la surface. La relation âge/altitude d'un profil vertical réalisé dans un bloc crustal thermiquement stable présente une géométrie très caractéristique (**Figure II-7**). La courbe

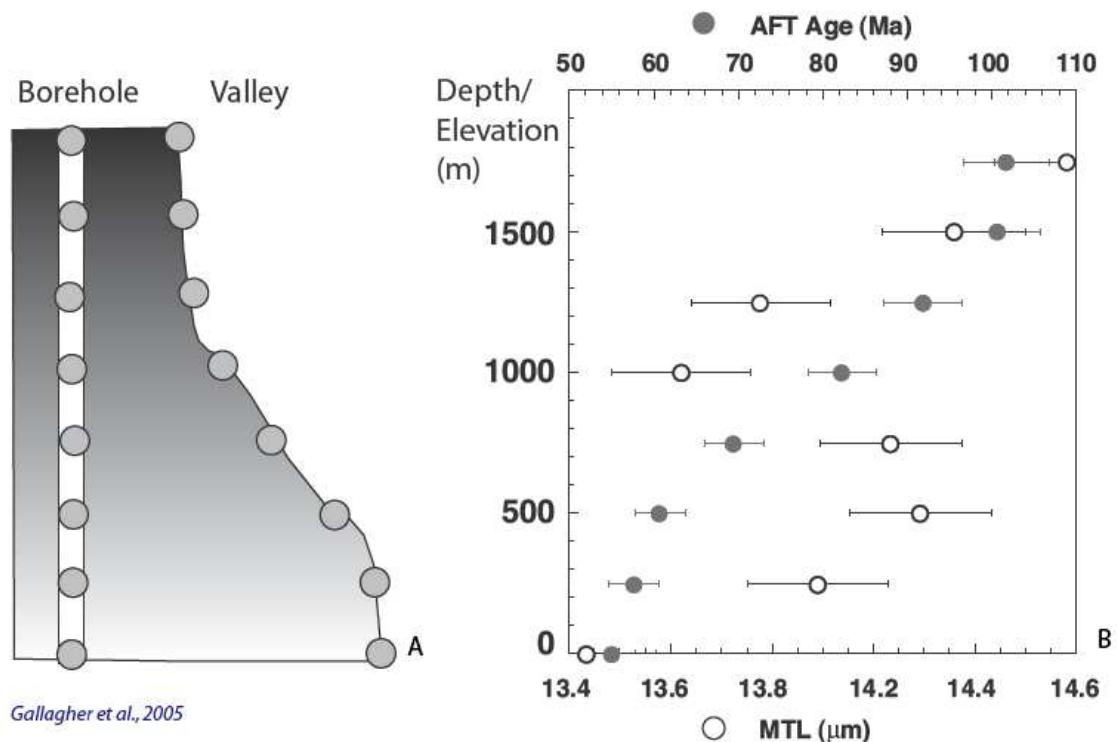


Figure II-7 : A-Un profil vertical est obtenu en échantillonnant à différentes altitudes dans un forage ou dans un versant de vallée. B-Distribution des âges trace de fission et des longueurs moyennes de traces en fonction de l'altitude [*Gallagher et al., 2005*].

est affectée par deux ruptures de pente entre lesquelles se situe la PAZ. L'exhumation rapide de ce bloc entraîne la préservation du profil caractéristique de la courbe, permettant de localiser la PAZ fossile, ou exhumée (**Figure II-8**).

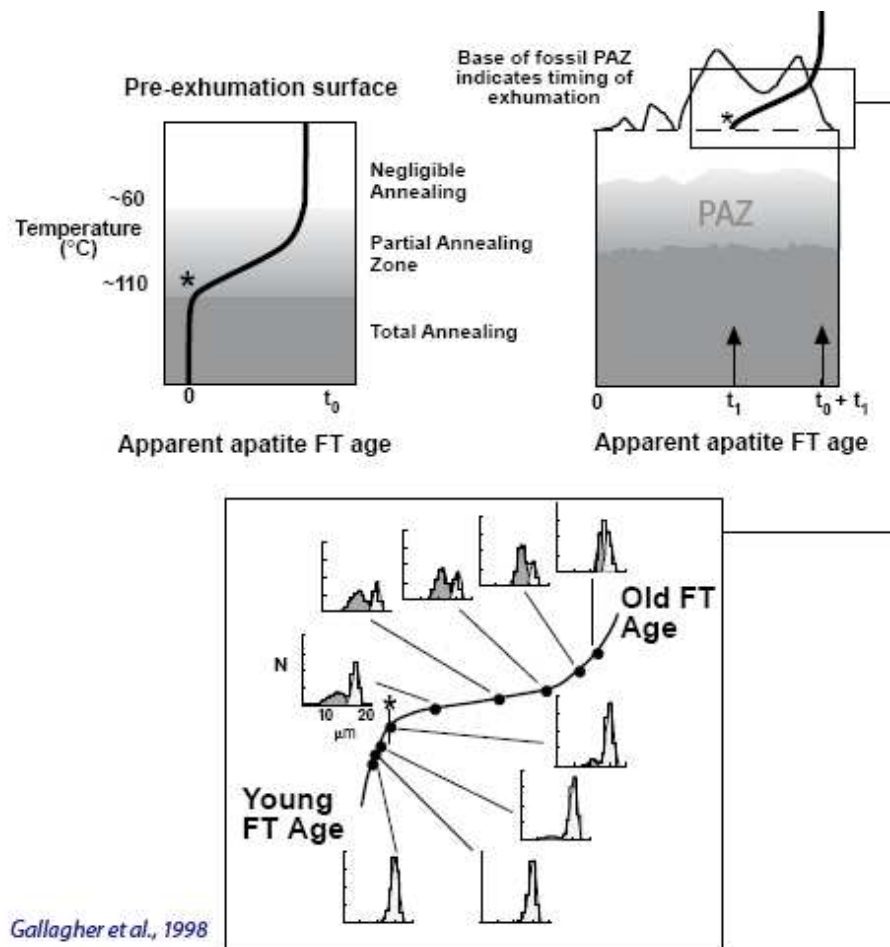


Figure II-8 : Concept de PAZ exhumée (d'après *Fitzgerald et al., 1995* dans *Gallagher et al., 1998*). A- profil âge traces de fission/température caractéristique d'un bloc crustal tectoniquement stable. B-C au temps  $t_1$  débute la dénudation qui induit la mise à l'affleurement du profil pré-refroidissement. A ce stade, le processus de cicatrisation des traces commence à ralentir dans les échantillons situés à la base du profil (marqués par une astérisque) marquant ainsi le début de l'épisode de refroidissement. La figure B montre la tendance attendue des données de traces de fission : augmentation des âges en fonction de l'altitude. La distribution des longueurs de trace est caractérisée par deux composantes : celles formées avant (gris) et après le refroidissement. Ces dernières sont longues, n'ayant été affectées que peu de temps par le processus de cicatrisation. Dans la PAZ, la longueur des traces post-refroidissement diminue avec l'augmentation de température.

L'information temporelle clé que contient un jeu de données thermochronologiques présentant une PAZ fossile est l'initiation de l'épisode de refroidissement (matérialisé par l'étoile sur la **Figure II-8**). Les extrémités de la PAZ peuvent être utilisées comme marqueur

de paléo-profondeur, en formulant une hypothèse sur le gradient géothermique, permettant ainsi de calculer un taux de dénudation. La pente de la courbe située sous la base de la PAZ est égale au taux de dénudation apparent, qui, dans certains cas, s'avère faiblement contraint en raison de l'absence de variation d'âge entre les différents échantillons, de l'incertitude liée à la méthode et d'un relativement faible nombre d'échantillons [Fitzgerald *et al.*, 1995]. Ce profil caractéristique de données thermochronologiques a été observé et interprété dans de nombreux contextes tectoniques [e.g., Fitzgerald *et al.*, 1995, 1999 ; Stockli *et al.*, 2000].

**Les profils horizontaux** permettent de mettre en évidence des taux de dénudation différentiels pouvant résulter de l'activité de failles. Dans ce travail réalisé sur le prisme orogénique des Pyrénées nous nous focaliseront plus particulièrement sur les effets des chevauchements. Des profils horizontaux ont été réalisés dans les massifs de la Zone Axiale, structuralement cohérents (**Figure II-9**). Deux cas de figures sont alors envisageables : (i) Les échantillons présentent un âge thermochronologique identique (dans la marge d'erreur) impliquant une histoire thermique similaire. La traversée de la PAZ s'est fait simultanément pour les échantillons, indiquant que le massif n'a pas subi de déformation importante lors son exhumation tectonique (**Figure II-9A**) ; (ii) Les échantillons ont des âges traces de fission significativement différents. A l'origine situés à des profondeurs différentes, les échantillons, lors de l'exhumation à la faveur du chevauchement, ont traversé la PAZ à des âges différents. Lors du passage de la rampe au palier, le bloc chevauchant est basculé et les échantillons se retrouvent à la même altitude avec des âges de refroidissement (exhumation) différents (**Figure II-9B**).

**Un échantillonnage au mur et au toit des chevauchements** a été effectué afin de mettre en évidence l'activité des chevauchements. Lors du fonctionnement de la faille, le compartiment supérieur contenant des roches profondes (à des températures « élevées »), est charrié sur le compartiment inférieur plus froid. Ce processus peut entraîner un refroidissement des roches du toit mais, selon e.g., Husson & Moretti, [2002] et Spear, [2004], cela nécessite un taux de raccourcissement de l'ordre du  $\text{cm.an}^{-1}$ . Le refroidissement des roches au toit de la faille peut également être induit par l'érosion de la topographie créée par le chevauchement [e.g. Platt, 1993] ou par dissipation latérale de la chaleur par les

flancs du bombement topographique [« topographic cooling » ; *ter Voorde et al., 2004*]. Si l'érosion, consécutive à la création de relief liée à la faille est rapide, alors l'âge du

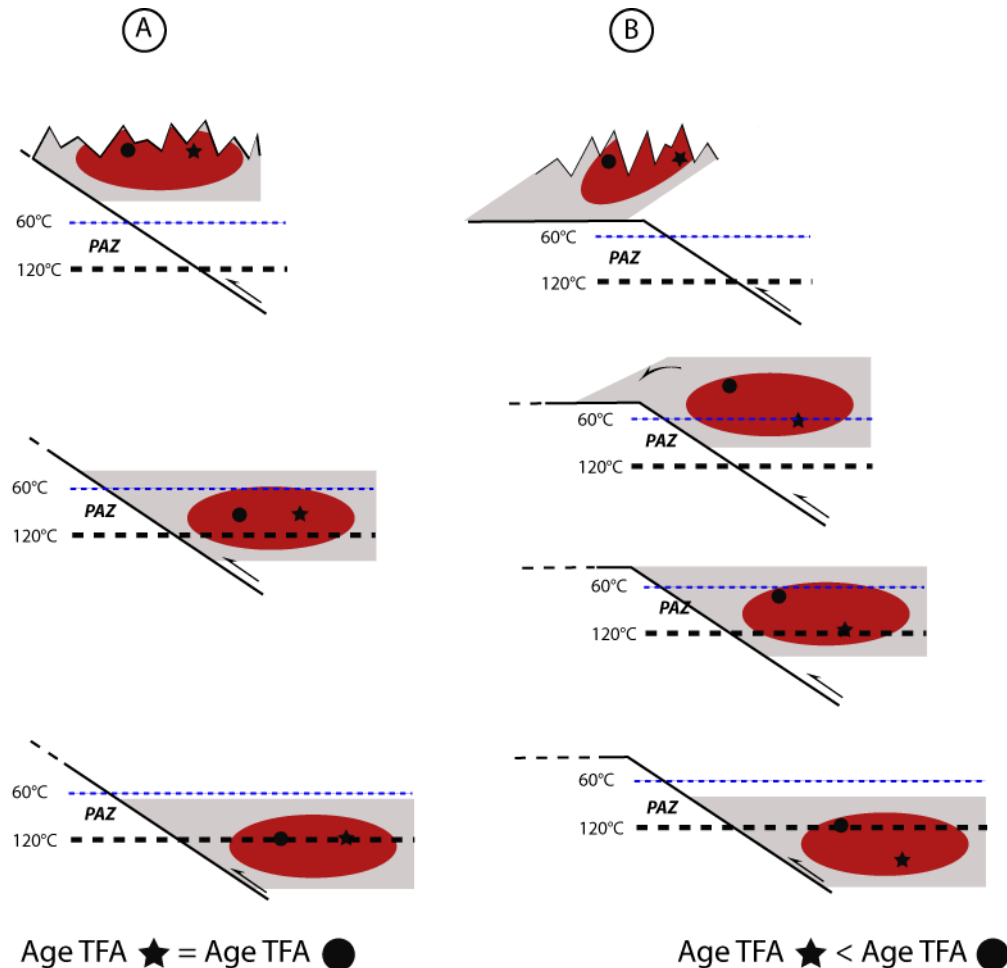


Figure II-9 : Figure schématique illustrant les deux scénarii de l'évolution thermique d'échantillons prélevés le long d'un profil horizontal, et provenant d'un massif structuralement cohérent situé au toit d'un chevauchement. Pour simplifier ce modèle conceptuel, on néglige ici l'influence de la topographie et le taux d'exhumation sur la géométrie des isothermes.

refroidissement daté par les données trace de fission sur apatite sera une contrainte forte sur l'âge d'activité du chevauchement [e.g., *Lock & Willett, 2008*]. La réponse à la création de relief, en terme d'érosion et donc de refroidissement, n'étant pas instantanée, l'âge thermochronologique obtenu ne correspond qu'à un âge d'activité du chevauchement minimum (il était probablement actif avant). D'autre part, lors du chevauchement du bloc supérieur sur le bloc inférieur, les roches au mur de la faille peuvent subir un enfouissement dont l'importance dépend de l'épaisseur de l'unité chevauchante [Figure II-10 ; e.g., *England*

& Thompson, 1984 ; Chamberlain & Karabinos, 1987 ; Molnar & England, 1990 ; Husson & Moretti, 2002 ; ter Voorde et al., 2004 ; Labaume et al., 2008 ; Metcalf et al., 2009]. Celle-ci varie cependant avec l'érosion : (i) dans le cas où l'érosion est faible pendant la mise en place de l'unité chevauchante (**Figure II-10A**), le matériel situé au mur de la faille subit un réchauffement lié à l'enfouissement tectonique. La thermochronologie permet, en fonction du niveau de remise à zéro atteint par les roches du mur, de quantifier l'épaisseur de l'unité chevauchante (**Figure II-10A**). Dans cette situation, conjointement à l'enfouissement du mur de la faille, les échantillons situés au dessus de la rampe de mur subissent un faible refroidissement qui s'accélère dès la mise en place de l'érosion (**Figure II-10A**). Dans le cas où la création de relief et l'érosion sont simultanées (**Figure II-10A**), l'unité chevauchante n'atteint pas l'épaisseur suffisante pour enfouir les roches du mur. Les roches du toit situées au dessus de la rampe de mur subissent un refroidissement induit par l'érosion de la topographie en construction (**Figure II-10B**).

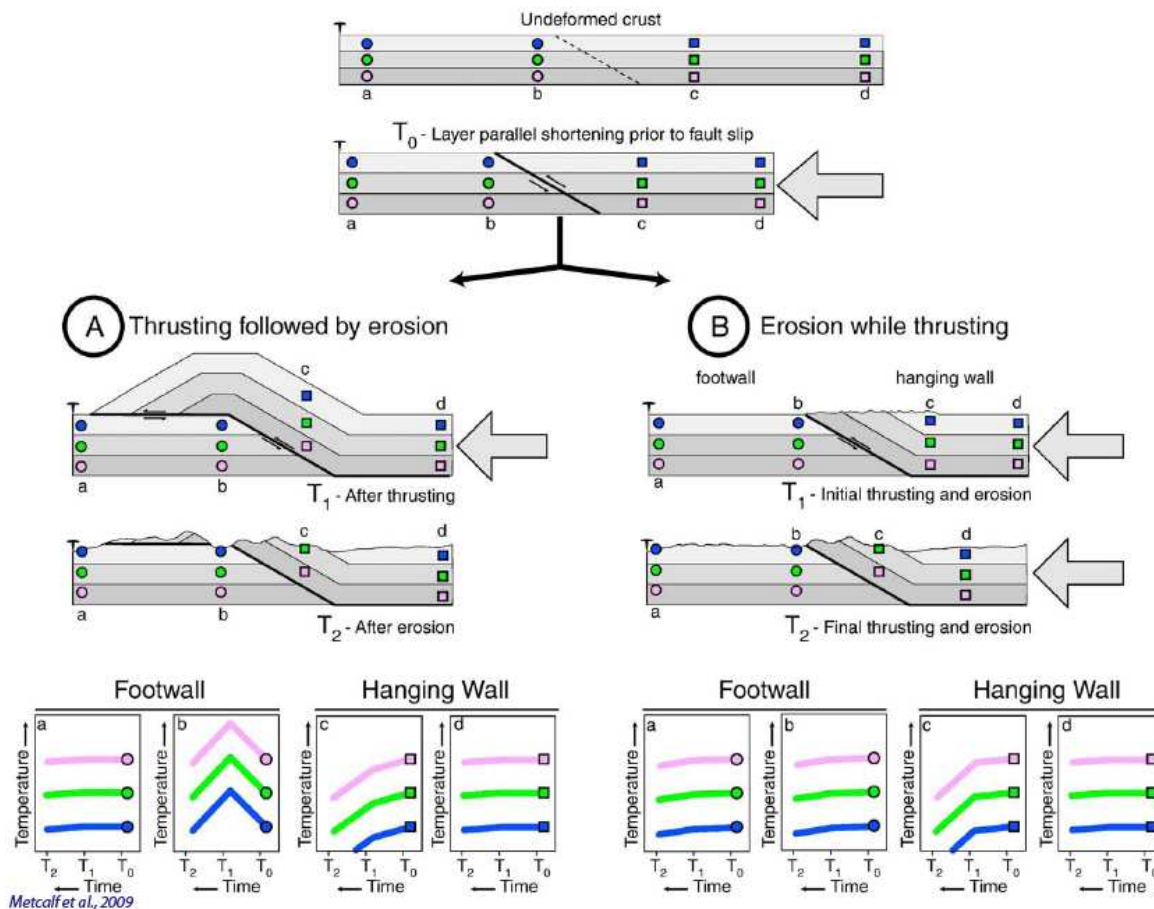


Figure II-10 : schéma illustrant l'évolution thermique d'échantillons situés au toit et au mur d'un chevauchement [modifié d'après ter Voorde et al., 2004 dans Metcalf et al., 2009].



**Un échantillonnage selon différents niveaux stratigraphiques** a été réalisé dans le bassin afin de quantifier l'enfouissement sédimentaire et d'estimer son évolution géographique et temporelle.

**Un échantillonnage suivant le même niveau stratigraphique** a été effectué afin de tester l'influence des failles et/ou du plissement sur l'enfouissement et l'exhumation des sédiments.

## II.5. Incertitudes sur le gradient géothermique

Le paléogéotherme, permettant de convertir les données de température obtenues par la thermochronologie en données de profondeur, est une variable indispensable pour l'interprétation des données thermochronologiques. Difficilement contraint, il est de plus souvent considéré comme stable durant le refroidissement enregistré par les données thermochronologiques. Il est cependant influencé par de nombreux processus comme la topographie, l'érosion/sédimentation et l'advection de chaleur.

Le rôle important que joue la topographie sur la géométrie des isothermes est connu depuis longtemps [Lees, 1910]. Ainsi, de nombreux auteurs [e.g., Gleadow & Fitzgerald, 1987 ; Brown & Summerfield, 1997] ont montré que dans un profil vertical, l'échantillon du sommet avait passé l'isotherme de fermeture avant l'échantillon de la base. Cet intervalle de temps est plus important pour des thermochronomètres de haute température que pour des thermochronomètres de basse température [Figure II-11 ; Braun, 2002]. Ceci s'explique par le fait que la perturbation causée par une topographie tend à diminuer de façon exponentielle avec la profondeur [Turcotte & Schubert, 1982 dans Braun, 2002]. A des profondeurs supérieurs à 20 km, en négligeant l'effet de la circulation de fluides ou la présence de magma, la géométrie des isothermes correspond approximativement à une surface lisse [Stüwe et al., 1994 ; Mancktelow & Grasemann, 1997]. L'amplitude et la longueur d'onde de la topographie sont les deux paramètres qui jouent un rôle majeur sur la géométrie des isothermes. En première approximation, l'ampleur de la perturbation des isothermes en profondeur est directement proportionnelle à l'amplitude de la topographie [Mancktelow & Grasemann, 1997]. Selon Braun, [2002], à grande longueur d'onde, de faibles changement d'amplitude de relief entraînent une perturbation des isothermes

jusqu'à des températures importantes, i.e., supérieures à 250°C (10 km), tandis qu'à faible longueur d'onde (< 10 km), d'importants changements d'amplitude de la topographie n'entraînent pas de modifications significatives des isothermes à des températures supérieures à 75°C (3 km). La relation âge/altitude des profils verticaux de thermochronologie est donc étroitement dépendante de la topographie et de son évolution (**Figure II-11**) et conduit donc à surestimer la taux d'exhumation (correspondant à la pente de la courbe âge/altitude).

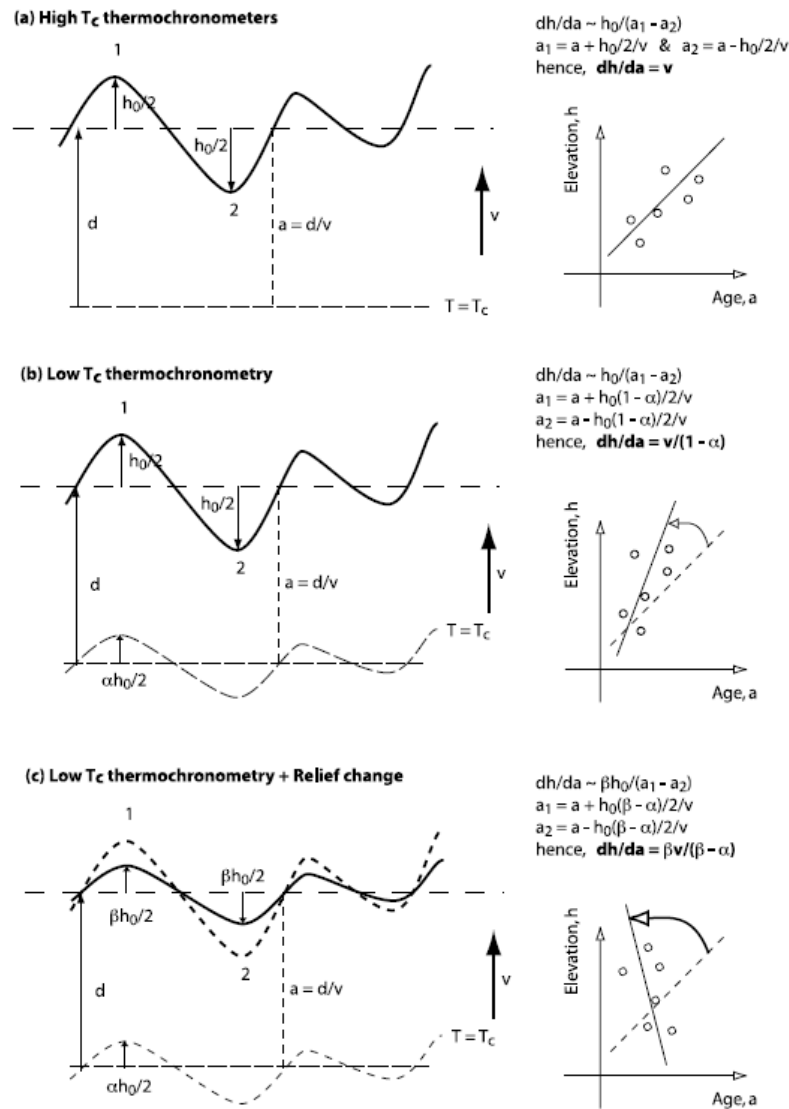


Figure II-11 : Relations âge/altitude pour des systèmes thermochronologiques de haute température (a), basse température (b) et (c) en intégrant les effets de la variation du relief [Braun, 2002]. On peut noter que la topographie et son évolution conduisent à augmenter la pente de la courbe âge/altitude (pour les systèmes thermochronologiques de basse température, i.e., Trace de Fission et (U-Th)/He sur apatite), induisant alors une surestimation du taux d'exhumation.

L'érosion et la sédimentation jouent également un rôle majeur dans l'évolution du gradient géothermique. *Husson & Moretti, [2002]* ont montré que l'érosion et la sédimentation pouvait respectivement augmenter et diminuer d'un facteur 2 le flux de chaleur dans les premiers kilomètres de la croûte (10 km ; **Figure II-12**).

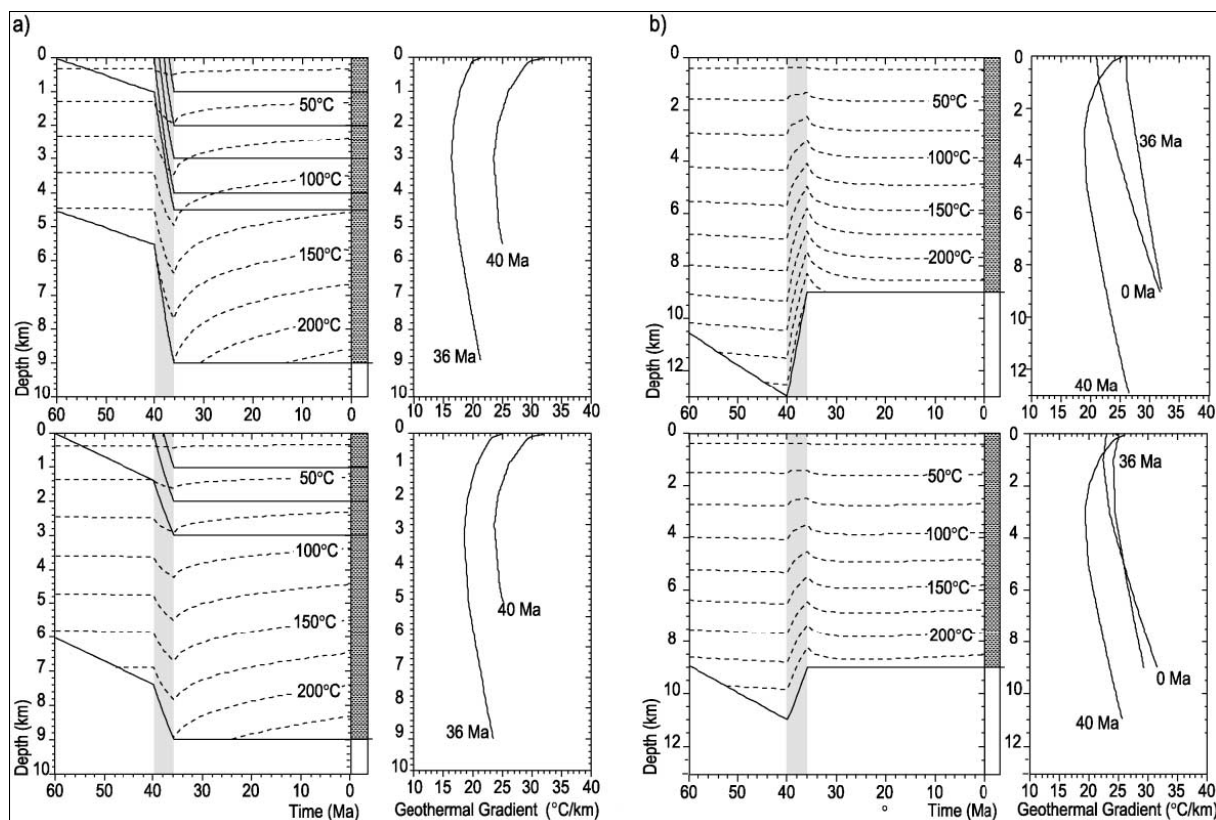


Figure II-12 : Influence de la sédimentation et de l'érosion sur l'évolution de la géométrie des isothermes [*Husson & Moretti, 2002*]. Les pointillés et les traits pleins correspondent respectivement aux isothermes et aux courbes d'enfouissement. La bande grisée entre 40 Ma et 36 Ma indique l'épisode de sédimentation(a)/érosion(b) rapide. Deux taux sont testés,  $1000 \text{ m.Ma}^{-1}$  (haut) et  $500 \text{ m.Ma}^{-1}$  (bas). Le flux de chaleur basal ( $50 \text{ mW.m}^{-2}$ ) et la température de surface ( $0^\circ\text{C}$ ) sont constants.

L'advection de chaleur durant les périodes d'exhumation rapide entraîne l'inflexion progressive vers le haut des isothermes [*Mancktelow & Grasemann, 1997*] et ainsi l'augmentation du géotherme. L'utilisation des courbes de refroidissement obtenues à partir des données thermochronologique, conduit la plupart du temps à surestimer le taux d'exhumation [Figure II-13 ; *Mancktelow & Grasemann, 1997*]. La migration vers la surface des isothermes a également des implications sur l'âge enregistré par les données thermochronologiques. Avec l'effet de l'advection, si un échantillon traverse l'isotherme de

fermeture à une profondeur inférieure à celle prévue dans le cas d'une structure thermique stable, un âge plus jeune sera enregistré.

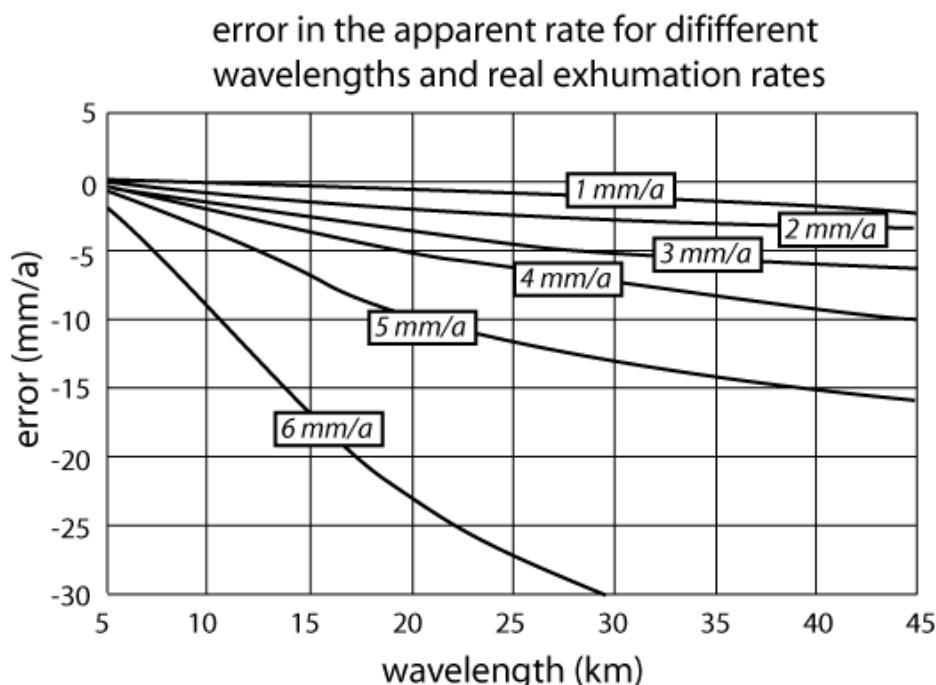


Figure II-13 : Evolution de l'erreur du taux apparent d'exhumation pour des taux réels de 6 mm/a à 1 mm/a en fonction de la longueur d'onde de la topographie [Mancktelow & Grasemann, 1997]. L'amplitude du relief est constante (3000 m). Les valeurs négatives correspondent à une surestimation du taux d'exhumation.

### Conclusions

La particularité du contexte tectono-stratigraphique de la zone d'étude nous a conduit à utiliser la méthode des traces de fission sur apatite pour tenter de préciser l'évolution du prisme pyrénéen et de son bassin d'avant-pays accréé. La sensibilité de ce thermochronomètre aux faibles températures, comprises entre 120°C-60°C (correspondant aux bornes de la PAZ) permet donc de contraindre des mouvements verticaux très superficiels dans la croûte  $\approx$  les 4-5 premiers kilomètres. De plus, la modélisation de l'histoire thermique, la mesure des Dpar (résistance à l'effacement des apatites) et l'étude statistique de la distribution des âges individuels des grains sont autant d'outils permettant d'apporter de précieuses informations quant à l'évolution thermique de l'orogène, en termes de quantification des processus d'enfouissement, d'exhumation et d'érosion. Cependant, l'interprétation des données trace de fission doit nécessairement intégrer la variation de certains paramètres comme la topographie et son évolution,

l'érosion/sédimentation et l'advection de chaleur qui ont d'importantes implications sur les âges enregistrés et sur les taux apparents d'exhumation.







# Chapitre III. Using apatite fission track thermochronology to document the deformation sequence in an exhumed foreland basin: an example from the southern Pyrenees (article).

*(submitted to Basin Research)*

F. Meresse (1), P. Labaume (1), M. Jolivet (1,2), A. Teixell (3)

*(1) Université Montpellier 2, INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences Montpellier, France*

*(2) Université Rennes 1, INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences Rennes, France*

*(3) Universitat Autònoma de Barcelona, Departament de Geologia, Spain*

Correspondence : Florian Meresse, Université Montpellier 2, INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences Montpellier, cc60, 34095 Montpellier Cedex 5, France. E.mail : [florian.meresse@gm.univ-montp2.fr](mailto:florian.meresse@gm.univ-montp2.fr)

## III.1. Abstract

We combine apatite fission track analysis (AFT) and balanced and restored structural cross-sections in south-western Pyrenean foreland basin (Ainsa and Jaca basins) to precise the timing of the thrusting sequence of the belt front, and characterise the coupling between thrust activity, burial and exhumation of the synorogenic sediments. AFT analysis shows the southward decrease of the fission track reset level across the foreland basin. To the north, the Paleozoic rocks of the Axial Zone are totally reset, indicating heating at  $T_{max} > \approx 120^{\circ}\text{C}$ . In the foreland basin, the south-verging Oturia cover thrust marks the limit between the partially reset, lower-middle Eocene Hecho Group turbidites to the north ( $\approx 120^{\circ}\text{C} > T_{max} > \approx 60^{\circ}\text{C}$ ), and the not/very weakly reset, upper Eocene-lower Oligocene

coastal/continental sediments to the south ( $T_{\max} \approx 60^{\circ}\text{C}$ ). This indicates a decreasing amount of denudation from >5 km in the north to <3 km in the south assuming a geothermal gradient of  $25^{\circ}/\text{km}$ . The structural setting of the Jaca basin attests that burial of the synorogenic sediments was mainly due to the sedimentary accumulation. AFT results in the Hecho Group turbidites bring evidence of a late Oligocene-middle Miocene cooling event. New interpretation of industrial seismic reflection profiles across the Jaca basin suggests that the Oturia thrust is rooted in the Bielsa basement thrust, responsible of the early (-middle) Miocene out-of-sequence tectonic reactivation of the southern flank of the Axial Zone (Jolivet *et al.*, 2007). We propose that cooling of the turbiditic basin began during the late Oligocene due to uplift and erosion related to the Guarga basement thrust activity, and continued during the early (-middle) Miocene with the activation of the out-of-sequence Bielsa-Oturia thrust. Therefore, these results reveal a Burdigalian (-Langhian) out-of-sequence episode of deformation in the interior of the foreland basin younger than the generally admitted Aquitanian (-Burdigalian) age for the end of the Pyrenean compression.

## III.2. Introduction

In orogenic prisms, deformation is distributed between frontal accretion, which propagates the thrusting system into the foreland, and underplating that creates relief in the inner part. Both mechanisms involve deformation of the piedmont sediments. In that respect, understanding the burial/exhumation history of the deformed foreland basin sediments provides a key to decipher the complex growth dynamics of orogenic wedges.

The double-verging Pyrenean belt (Fig. 1A) is a relatively well-known orogenic system suitable for such studies. Numerous studies of the tectonic-sedimentary relationships in the exceptionally well preserved southern foreland basin have provided strong constraints on the evolution of the south-verging thrust system formed by the Axial Zone and the South-Pyrenean Zone. In particular, they have shown the general southward in-sequence migration of the thrusting system (e.g. Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Vergés *et al.*, 2002). More recently, studies in the basin have been complemented by low and medium-temperature thermochronology investigations in basement massifs of the Axial Zone and the North-Pyrenean Zone (NPZ), allowing to precise the thickening mechanisms in the inner part of the orogenic wedge. In the central Pyrenees, sampling along the ECORS Pyrenees deep seismic

reflection profile has shown that the main denudation phase occurred during the early Oligocene, in relation to the growth of the Axial Zone by underplating (Morris *et al.*, 1998; Fitzgerald *et al.*, 1999; Sinclair *et al.*, 2005; Gibson *et al.*, 2007; Metcalf *et al.*, 2009). Further west, recent thermochronological data from the Axial Zone (Bielsa, Néouvielle and Bordère-Louron massifs; Fig. 1) (Jolivet *et al.*, 2007) have highlighted an out-of-sequence tectonic reactivation of the southern flank of the Axial Zone during Burdigalian (-Langhian) times, later than the sealing of the South-Pyrenean frontal thrust traditionally considered to date the end of the Pyrenean compression at the earliest Miocene.

The present work represents the first thermochronological study in the Pyrenean foreland basins, focused on the Tertiary Jaca and Ainsa basins in the southern flank of the west-central Pyrenees (Fig. 1A and B). The choice of the area was determined by the existence of a thick (about 10 km of cumulative thickness) syn-orogenic sedimentary succession allowing to study the link between plurikilometric vertical movements of burial and exhumation of the basin fill and the activity of the Pyrenean thrust system. The study benefitted from the existence on the same transect of a well documented tectono-stratigraphic frame for the foreland basin (e.g. Séguret, 1972; Puigdefábregas, 1975; Labaume *et al.*, 1985; Puigdefábregas & Souquet, 1986; Mutti *et al.*, 1988; Hogan & Burbank, 1996; Teixell, 1996; Remacha *et al.*, 2003; Millán Garrido, 2006; Das Gupta & Pickering, 2008; Caja *et al.*, 2009), and of apatite fission track and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data in the Axial Zone Paleozoic basement immediately to the north (Morris *et al.*, 1998; Jolivet *et al.*, 2007).

The approach consisted in coupling apatite fission track analyses of the syn-orogenic sedimentary succession with a detailed structural study along a complete transect of the deformed basin. Sampling aimed to determine the sedimentary or tectonic origin of sediment burial, and the role that particular thrusts played in basin uplift and exhumation. The structural study carried out in this work is based on the construction of five new cross-sections integrating surface and sub-surface data. This approach enables a step-by-step palinspatic reconstruction of the Jaca basin which encompasses the burial history of foreland basin sediments, and their progressive incorporation (and subsequent exhumation/erosion) in the thrust wedge as the orogen grew outward. More specifically, the purpose is to reveal the vertical movements in the basin which are not registered in the sedimentation, due to the absence of deposits or to erosion. In particular, we aim to describe the emergent

deformation related to the out-of-sequence activity of the Bielsa basement thrust reported by Jolivet *et al.* (2007).

### III.3. Geological setting

#### III.3.a. Pyrenean geology

The Pyrenean belt formed between the Late Cretaceous (Campanian) and the early Miocene by the convergence of the European and Iberian lithospheric plates (e.g. Roest & Srivastava, 1991; Olivet *et al.*, 1996). The Pyrenean orogeny began by the inversion of extensional structures (Muñoz, 1992; Beaumont *et al.*, 2000; Vergés *et al.*, 2002) formed during a mid-Cretaceous episode of rifting and transtension, related to the opening of the Central Atlantic ocean and to the correlated eastward drift of Iberia (Choukroune & Mattauer, 1988; Debroas, 1990). The northward subduction of the Iberian continental plate led to the formation of a double-verging orogenic wedge (Fig. 1A), with the pro- and retro-wedges corresponding to the South-Pyrenean and North-Pyrenean thrust belts, respectively (Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Beaumont *et al.*, 2000; Vergés *et al.*, 2002). The southern belt is a south-verging thrust system comprising an antiformal stack of Paleozoic basement thrusts which form the Axial Zone of the chain and pass southward to the thrust-and-folded Mesozoic and Tertiary cover units which form the South-Pyrenean Zone (Fig. 1B). The southern belt is separated from the northern belt by the North-Pyrenean Fault, which is considered to be the surface expression of the boundary between the two lithospheric plates and corresponds to a south-verging thrust in the western Pyrenees (Figure 1A). The northern belt (or North-Pyrenean Zone) consists of north-verging imbricate thrust units involving Paleozoic basement and Mesozoic to Tertiary cover strata, comprising in particular the thick mid-Cretaceous (Albian-Cenomanian) extensional basin fills. The Pyrenean belt is flanked by, and thrust on, the Ebro and Aquitaine foreland flexural basins, to the south and north, respectively.

Shortening has been estimated from 100 km (Roure *et al.*, 1989) to 165 km (Beaumont *et al.*, 2000) in the central part of the belt, 125 km in the eastern part (Vergés *et al.*, 1995; 2002) and 80 km in the western part (Teixell, 1998), mainly accommodated by the South-Pyrenean thrust belt ( $\approx 70\%$  of the total shortening). The growth dynamics of the belt was primarily

achieved by the outward propagation of the deformation, which mainly affected the southern belt. This process led to the southward migration of the foreland basin and to the integration of the northern part of the basin-fill to the belt front. By contrast, the outward migration of the northern belt remained limited.

The South-Pyrenean Zone corresponds to the accreted part of the foreland basin. It is partitioned by lateral thrust ramps that splay from a Triassic décollement level (Séguret, 1972), defining from east to west the Ripoll basin, the South-Central Pyrenean Unit (comprising the Tremp-Graus basin in the northern part and the Ager basin in the southern part), the Ainsa basin and the Jaca-Pamplona basin (Fig. 1A).

### III.3.b. Study area

This work is focused on the eastern part of the Jaca basin and the NW part of the Ainsa basin, separated by the N-S Añisclo and Boltaña anticlines (Fig. 2). To the north, the basins exposure is limited by erosion at the southern border of the Axial Zone (Internal Sierras), but they originally extended more to the north as attested by the preservation of the Cretaceous-Eocene cover over the western termination of the Axial Zone, west of the study area (Fig. 1A). To the south, the basin border corresponds to the South-Pyrenean frontal thrust (External Sierras).

#### III.3.b.i. General stratigraphic organization

The stratigraphy of the study area is summarized in Figure 3. The basement, which outcrops in the Axial Zone and was reached by the San Vicente borehole below the Jaca basin (Fig. 2), is made of Paleozoic rocks deformed during the Hercynian orogeny and intruded by late Hercynian granitoid plutons, locally overlain by post-Hercynian Permian-Lower Triassic (Buntsandstein) detrital red sediments (Barnolas & Chiron, 1996). Triassic carbonates (Muschelkalk) and evaporites (Keuper) occur only in the subsurface below the Jaca and Ainsa basins, where they acted as the basal décollement level for the thrust-and-folded cover units (Séguret, 1972). The post-Triassic cover begins with platform facies comprising transgressive Cenomanian to Santonian limestones, followed by Campanian-Maastrichtian sandy

limestones (Marboré sandstone) and the Paleocene-early Ypresian Alveolina Limestone (e.g. Puigdefàbregas & Souquet, 1986). This succession displays a southward thinning and, for the uppermost Cretaceous carbonates and the Alveolina Limestone, a southward transition to continental deposits (Garumnian facies). These sediments were deposited in the context of the foreland flexural basin from the Campanian-Maastrichtian, as attested by the northward transition of the platform facies to slope and basin (turbidite) facies on the western termination of the Axial Zone, west of the study area (Teixell, 1992). The deposition of the upper Ypresian-Lutetian, east-sourced turbiditic sandstones of the Hecho Group (e.g. Mutti *et al.*, 1988; Remacha *et al.*, 2003; Das Gupta & Pickering, 2008; Caja *et al.*, 2009) marks the acceleration of the flexural subsidence and an underfilled stage of foreland basin evolution. The Hecho turbiditic clastic wedge onlaps southwards the coeval retrograding Guara platform carbonates deposited at the southern margin of the basin, both the turbidite onlap and platform retrogression indicating the progressive southward migration of the flexural subsidence (Labaume *et al.*, 1985; Puigdefàbregas & Souquet, 1986; Barnolas & Teixell, 1992, 1994). From the Bartonian to the early Oligocene, the depot-centre migrated southward and the basin was progressively filled by westward-prograding slope, coastal and continental (mainly fluvial-alluvial) deposits (Puigdefàbregas, 1975), corresponding to the transition to an overfilled stage of the basin evolution. The latter sediments have been preserved only in the core of the Jaca basin, where the cumulative thickness of the Eocene to lower Oligocene synorogenic clastic succession reaches 10 km. During the late Oligocene-Miocene, the new, mainly fluvial, depot-center was transferred southward into the Ebro basin.

### III.3.b.ii. Details of the clastic basin fill

The transition from the platform carbonates to the deep-sea turbidites is marked by lower Ypresian external platform and slope mudstones. Above, the Hecho Group turbidites (≈51 to 41 Ma; late Ypresian-late Lutetian) represent the distal part of an east-west trending drainage system fed by a fluvial-deltaic platform developed on the South-Central Pyrenean Unit (Fig. 1A). The Hecho Group, about 4500 m thick, can be divided into distinct turbidite

systems (e.g. Mutti *et al.*, 1988; Remacha *et al.*, 2003; Das Gupta & Pickering, 2008; Caja *et al.*, 2009). In the Ainsa basin, it mainly corresponds to a base of slope system, with channel-fill sandstone bodies separated by thick mainly muddy overbank wedges. The channeled facies pass downstream to depositional lobes which are preserved in the NW part of the Ainsa basin, but mainly occur west of the Añisclo and Boltaña anticlines in the Jaca basin. A distinctive feature of the turbidite succession of the Jaca basin is the occurrence of thick carbonate breccia megabeds (“megaturbidites”, MT; Labaume *et al.*, 1983, 1985, 1987; Payros *et al.*, 1999) which result from the basinward tilting and correlative destabilization of the Guara limestone platform along the southern basin margin (Barnolas & Teixell, 1994). Their basin-wide extension makes them suitable marker beds for stratigraphic correlation and structural studies (Labaume *et al.*, 1985; Teixell & Garcia-Sansegundo, 1995; Payros *et al.*, 1999). Three of these megabeds (MT3, MT4 and MT5) are present in the study area (Fig. 3).

During the late Lutetian-Bartonian, the turbiditic basin was progressively filled by the Larrés marls which sign the beginning of the overfilled stage (Remacha *et al.*, 1987). The Larrés marls were followed by a westward prograding deltaic complex, the Sabiñanigo sandstone (Puigdefábregas, 1975). The late Bartonian-lower Priabonian consists of a new prograding system with the Pamplona (to the north) and Arguis (to the south) marls followed by the Belsué-Atarés deltaic deposits. These late Lutetian to lower Priabonian series reach a maximum thickness of circa 2600 m in the median part of the Jaca basin and present an important southward thinning (Teixell, 1996). To the south, the Belsué-Atarés Formation directly overlies the Guara limestones. Above occur the thick (up to 3800 m), east-sourced upper Priabonian-Rupelian fluvial deposits of the Campodarbe Group (Puigdefábregas, 1975). To the north, the Campodarbe Group comprises north-sourced alluvial fans (in the study area, the conglomerates of Santa Orosia and Peña Oroel; Fig. 2) which reworked mainly turbiditic sandstone clasts from the Hecho Group and less abundant Upper Cretaceous-Paleocene carbonates (Puigdefábregas, 1975). Upper Oligocene to Miocene sediments are restricted to the Ebro basin, south of the thrust front, and correspond to the fluvial-alluvial Uncastillo Formation (Puigdefábregas, 1975; Arenas, 1993).

### III.3.b.iii. General structure

On the study transect, the South-Pyrenean basement thrust system comprises from north to south, the Pierrefitte (itself divided in several sub-units), Eaux-Chaudes, Gavarnie and Bielsa thrust sheets in the Axial zone, and the Guarga thrust sheet under the northern part of the Jaca basin (Fig. 1A and B) (e.g. Séguret, 1972; Parish *et al.*, 1984; Camara & Klimowitz, 1985; Labaume *et al.*, 1985; Mutti *et al.*, 1988; Barnolas & Chiron, 1996; Teixell, 1996; Casas *et al.*, 2003; Millán Garrido *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2007). To the south, the basement thrusts pass to décollement levels in the lower part of the cover succession, i.e. at the base and top of the Cenomanian-Santonian limestones above the Axial Zone and in the Triassic evaporites below the Jaca and Ainsa basins. Thrust ramps splaying front these décollements emerge inside the Jaca basin and at the South-Pyrenean frontal thrust.

To the northeast of the study area, in the Ainsa basin, the Hecho Group turbidites are thrust by the Alveolina limestones of the Castillo Mayor klippe (Fig. 2), which corresponds to a lateral extension of the Cotiella thrust sheet located more to the east and belonging to the South-Pyrenean Central Unit (Fig. 1A) (Séguret, 1972). Below this unit, the cover succession of the Ainsa basin and northern part of the Jaca basin is involved in the Monte Perdido thrust sheet (Fig. 1B and Fig. 2) (Séguret, 1972). To the west (north of the Jaca basin), the basal décollement of the Monte Perdido thrust sheet (the Monte Perdido thrust) is located in the lower part of the Upper Cretaceous limestones that overlie the Paleozoic of the Gavarnie thrust sheet. Eastward (north of the Ainsa basin), the décollement ramps down into the Triassic evaporites that overlie the Paleozoic of the Bielsa thrust sheet. To the south, the Monte Perdido thrust splays in different ramps across the Upper Cretaceous-Paleocene carbonates and the Hecho Group turbidites, forming the thrust-and-fold structures of the Internal Sierras. The Añisclo and Boltaña anticlines correspond to fault-propagation folds over lateral ramp segments. By analogy with the cover thrust system observed at the western termination of the Axial Zone (Larra thrust), the Monte Perdido thrust is thought to root in the Eaux-Chaudes thrust (Fig. 1) (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1990, 1996).

In the northern part of the Jaca basin, the turbidite succession is deformed by cascade folding associated with regional cleavage, probably related to the emplacement of both the Monte Perdido and Gavarnie thrust sheets. More to the south, the Jaca basin-fill is deformed by E-W trending thrust and km-scale folds, from north to south (Fig. 2): the Oturia thrust,



which transported the Hecho Group turbidites over the Bartonian-Priabonian deltaic-continental deposits, the Santa Orosia syncline, the Yebra de Basa anticline, cored by the Jaca thrust in the western part of the study area, and the Atarés anticline, the three folds being developed in the Bartonian to lower Oligocene succession. These thrust and folds are considered to be connected to the Gavarnie basement thrust (or the underlying Bielsa thrust) through a décollement located either in the Triassic evaporites or at the base of the Hecho Group turbidites, following the different structural interpretations (Séguret, 1972, Puigdefábregas, 1975, Cámara and Klimowitz, 1985, Mutti *et al.*, 1988, Millán Garrido *et al.*, 2006; see discussion below) (Fig. 1A). The southern part of the Jaca basin is characterized by the large Guarga syncline which contains the lower Oligocene fluvial-alluvial deposits of the Campodarbe Group (Fig. 2). According to seismic reflection data (Millán Garrido, 2006), the northern limb of the Guarga syncline is interpreted as the front limb of the ramp anticline of the underlying Guarga basement thrust, whereas the southern limb of the Guarga syncline corresponds to the detached cover succession tilted above the footwall ramp of the South-Pyrenean frontal thrust (Fig. 1B). At the southern edge of the Jaca basin, the hangingwall structures linked to the emergence of the South-Pyrenean frontal thrust form the reliefs of the External Sierras. They consist of a complex association of E-W trending thrusts and folds related to the main frontal emergence superimposed onto older N-S trending folds tilted northward above the frontal footwall ramp and related to the Monte Perdido thrust sheet (see below) (e.g. Millán Garrido *et al.*, 2000; Millán Garrido, 2006). Seismic reflection data show that these structures are thrust over the about 5000 m thick Tertiary succession of the Ebro basin (Fig. 1B).

#### III.3.b.iv. Tectono-sedimentary evolution

The evolution of the Jaca and Ainsa basins through time has been described in relatively great detail from the analysis of relationships between tectonics and sedimentation, mainly progressive discordances on the flanks of syn-sedimentary folds dated by both biostratigraphy and magnetostratigraphy. A synthesis of the datings of the main structures of the study area is presented in Figure 4. The recent work of Jolivet *et al.* (2007) was the

first attempt to use thermochronological data on this transect to date the basement thrust activity in the Axial Zone and to correlate it with the tectonic evolution of the foreland basin. The activity of the Monte Perdido thrust system began during the latest Lutetian, during the deposition of the uppermost Hecho turbidites, and continued through the Bartonian, as it is shown by the syn-sedimentary growth of the Añisclo and Boltaña anticlines (Puigdefábregas, 1975; Mutti *et al.*, 1988; Martínez Peña *et al.*, 1991; Montes, 1992). In the Sierras Exteriores, the growth of the N-S trending folds was coeval to that of the Añisclo and Boltaña anticlines (between  $\approx 43$  Ma and 35 Ma, *i.e.* middle Lutetian-early Priabonian, for the Pico del Aguila anticline; Poblet & Hardy, 1995) and was probably linked to the Monte Perdido thrust system through décollement propagation along the Triassic evaporites.

The activity of the Gavarnie thrust is dated to the Priabonian-Rupelian by the syn-sedimentary growth of the Santa Orosia syncline and Yebra de Basa and Atarés anticlines, marked by progressive discordances in the Pamplona marls, Atarés deltaic sandstones and overlying alluvial conglomerates (Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1994, 1996; Teixell & Garcia-Sansegundo, 1995). On the South-Pyrenean frontal thrust, the San Felices unit, located west of the study area, was emplaced during the late Priabonian-early Oligocene and is also interpreted as being related to the Gavarnie thrust (Puigdefábregas & Soler, 1973; Pocovi *et al.*, 1990; Hogan & Burbank, 1996; Millán Garrido *et al.*, 2000). In the Axial Zone, an apatite fission track age of 35 Ma at the summit of the Néouvielle granite, located in the Gavarnie thrust sheet (NV1 in Fig. 2), has been interpreted to correspond to the beginning of the Gavarnie basement thrust activity during the Priabonian (Jolivet *et al.*, 2007). This tectonic stage corresponds to the transition from the underfilled to the overfilled stages of the basin evolution, marked by the important influx of north-sourced conglomerates in the Jaca basin (the Santa Orosia, Peña Oroel and San Juan de la Peña conglomerates), related to the uplift of the Axial Zone and the consecutive erosion of the northern part of the Hecho turbidites and underlying carbonates.

The emplacement of the Guarga thrust was coeval to the deposition of the upper Oligocene - lower Miocene Uncastillo Formation in the Ebro basin (e.g. Teixell, 1996; Millán Garrido *et al.*, 2000). The whole shortening accommodated by the Guarga basement thrust, responsible for the formation of the Guarga syncline, is entirely distributed on the South-Pyrenean frontal thrust where the younger syn-orogenic sediments have been dated at circa 22 Ma (Aquitania; Hogan & Burbank, 1996; Millán Garrido *et al.*, 2000; Arenas *et al.*, 2001).

However, these sediments are affected by the latest thrusts, suggesting that the deformation may have continued possibly until the Burdigalian (Millán Garrido *et al.*, 2000). On the northern edge of the Jaca and Ainsa basins, movements on the Bielsa thrust produced the uplift and southward tilting of the southern flank of the Axial Zone, including the Bielsa granite massif and the overlying Gavarnie thrust sheet (Parish *et al.*, 1984; Casas *et al.*, 2003) (Fig. 1A and B). Apatite fission track data from Bielsa granite samples located along the tilted post-Hercynian erosion surface (BS1 and BS7 in Fig. 2) attest of an early Miocene cooling around 18-19 Ma (Jolivet *et al.*, 2007). These samples display an elevation difference of about 1500 m but have the same central ages within the error margin, implying that cooling occurred prior to the tilting of the massif. According to Jolivet *et al.* (2007), these results could be explained by two scenarios which both argue for a Burdigalian (-Langhian) activity of the Bielsa thrust, i.e. an out-of-sequence reactivation of the southern edge of the Axial Zone (see discussion below).

### III.4. Methodology

#### III.4.a. Balanced cross-sections and step-by-step palinspatic restoration

##### III.4.a.i. Balanced cross-sections

Five balanced structural cross-sections (Fig. 5), constrained by field studies and subsurface data (seismic reflection lines and drill holes) have been drawn to describe the structure and evolution of the Jaca and Ainsa basins (see Fig. 2 for section location). With the exception of section 2, the sections are sub-perpendicular to the major tectonic features and hence sub-parallel to the inferred direction of tectonic transport. Sections 3 and 4 show the southern part of the Axial Zone and the complete transect of the Jaca basin, from the Eaux-Chaudes thrust in the north to the South-Pyrenean frontal thrust to the south. Most of the apatite fission track samples analysed in this study are located close to these two sections and projected on them. Sections 1 and 2 are short sections in the NW part of the Ainsa basin, the former being the extension of the Bielsa massif section of Jolivet *et al.* (2007), and the latter a transverse section where samples from the Ainsa basin are projected. In the western part

of the study area, section 5 across the northern part of the Jaca basin benefits of the information given by wells on the structure at depth. Surface geological data are mainly from geological maps published by the IGME and BRGM, and in Puigdefábregas (1975) and Millán Garrido (2006), complemented with additional field studies. Well-logs and seismic lines (Fig. 6) are available on the IGME website ([www.igme.es](http://www.igme.es)). The five deepest wells in the study area (Fig. 6A; located in Fig. 2) (IGME, 1987) are projected on the cross-sections (Fig. 5): Broto (projected on section 3), Serrablo 1, 4, 9, and San Vicente 1 (projected on section 5). The four first wells, located in the northern part of the Jaca basin, cross the Hecho Group and reach the underlying carbonates (and the Triassic at Broto). The San Vicente 1 well, located in the northern part of the Guarga syncline, reaches the Paleozoic basement. The seismic lines from the Jaca basin are of variable quality, depending on the complexity of the imaged structure. In the south, they clearly show the simple structure of the Guarga syncline, and the Ebro basin succession at the footwall of the South-Pyrenean thrust (Millán Garrido, 2006). The more complex architecture of the northern part of the Jaca basin is less clearly imaged, but a group of high-amplitude reflectors corresponding to the Upper Cretaceous-Paleocene carbonates can be followed with a relative continuity, constraining the geometry and depth of the base of the clastic fill and the top of the Paleozoic basement (Fig. 6B). Several seismic lines have been interpreted but only the three most representative are detailed in this study, i.e. from east to west, the N-S trending JAT47, JAT97 and JAT95 lines (Fig. 6B; located in Fig. 2). The geometry (variation of dip) of the top of the basement, observed on seismic lines or deduced from surface geology, has been used to deduce the geometry of basement thrusts at depth, according to the fault-bend folding model (Suppe, 1983).

#### III.4.a.ii. Step-by-step palinspatic restoration

The aim is to restore a representative cross-section of the Jaca basin to the end of activity of each basement thrust: 1) the Eaux-Chaudes/ Monte Perdido thrust system ( $\approx 47\text{-}37$  Ma); 2) the Gavarnie thrust ( $\approx 37\text{-}28$  Ma); 3) the Guarga thrust ( $\approx 28\text{-}23$  Ma); 4) the Bielsa thrust ( $\approx 18\text{-}15$  Ma). The cross-section chosen for the step-by-step restoration is section 4 (Fig. 5), because it both provides a complete section of the Jaca basin and allows integrating apatite

fission track samples from the Axial Zone in its northern part (Balaïtous and Panticosa granites). The constraining parameters allowing the palinspatic reconstruction are:

- (i) the geometry of the tectonic structures inferred from both surface and subsurface data;
- (ii) the tectonic-sedimentation relationships, well documented in the literature, that give strong constraints on the timing of activity of major thrusts;
- (iii) at each stage, the decompacted thickness of the sedimentary succession, calculated using a backstripping procedure (Allen & Allen, 1990). The decompaction was realized with the OSXBackstrip® software on the syn-orogenic clastic succession of four vertical sections along the basin cross-section, i.e. from north to south the Broto well, the Santa Orosia syncline, the Guarga syncline and the Ebro basin;
- (iv) The paleoenvironment of deposition of the younger sedimentary layer which provides information on the basin topography;
- (v) The geometry of the basement flexure, which can be deduced below the basin from both the thickness of the sedimentary succession and the basin-floor topography. In the areas of the wedge submitted to erosion, a topography of 2000-5000 m was assumed and the thickness of the section above the basal décollement was estimated from the degree of resetting of the apatite fission tracks with an hypothesis on the geothermal gradient.

The conversion to depth of temperature data deduced from the thermochronology makes the paleo-geothermal gradient a critical parameter. The thermal field is known to be highly variable in compressive systems (Husson & Moretti, 2002), depending on both deep and superficial processes such as the radiogenic content, erosion/sedimentation rates (e.g. Lucazeau & Le Douaran, 1985; Husson & Moretti, 2002), thrusting (e.g. Deming, 1994; Husson & Moretti, 2002) and topography (e.g. Lachenbruch, 1970; Mancktelow & Grasemann, 1997; Braun, 2002).

Currently, the geothermal gradient in the Axial Zone is about  $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  (Zeyen & Fernandez, 1994) and a similar value during the Oligocene has been recently estimated from thermochronological data for the Maladeta massif in the Axial Zone of the central Pyrenees (Metcalf *et al.*, 2009). However, numerous studies have shown that geothermal gradients in foreland basins are usually lower, around  $20\text{-}25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  (e.g. Bachu *et al.*, 1995; Husson & Moretti, 2002). In our restoration, the combination of temperature intervals given by the thermochronology with the stratigraphic thicknesses led us to adopt a mean paleo-geothermal gradient of  $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  as a convenient compromise.

### III.4.b. Apatite Fission Track Thermochronology

#### III.4.b.i. Principles of the method

Apatite fission track (AFT) thermochronology allows to constrain the thermal history of rocks between  $\approx 120$  °C and  $\approx 60$  °C (e.g. Fitzgerald *et al.*, 1995; Gallagher *et al.*, 1998), this temperature interval generally corresponding to the Partial Annealing Zone (PAZ), i.e. the zone over which fission tracks evolve at a rate compatible with the geological time scale (e.g. Gallagher *et al.*, 1998). At geological time scale, fission tracks in apatite anneal instantly above temperatures hotter than the PAZ whereas below the lower limit of the PAZ, fission track annealing dramatically slows down to become nearly null. However, the temperature limits of the PAZ may vary since the track annealing, if a highly temperature-dependent kinetic process (Donelick *et al.*, 2005), is also controlled by the chemical composition of the apatite. For that reason, the temperature interval of the PAZ defined above represents only an approximation but remains valid for the most common apatite composition (e.g. Naeser, 1993; Gallagher *et al.*, 1998). The variations in etching characteristics (expressed as the  $D_{\text{par}}$ , parameter defined as the diameter of the etch pit measured on crystal sections parallel to the c crystallographic axis), provide a relative estimate of the fission track annealing rate in the individual apatite crystals (controlled by their chemical composition) (Donelick, 1993, 1995; Burtner *et al.*, 1994; Carlson *et al.*, 1999; Barbarand *et al.*, 2003b). This allows to estimate the annealing properties for each sample and especially to define the limits of the PAZ (e.g. Green *et al.*, 1985; Crowley *et al.*, 1991; Carlson *et al.*, 1999; Barbarand *et al.*, 2003a; Donelick *et al.*, 2005). In this study, we assessed the kinetic properties of the apatite grains by averaging twenty  $D_{\text{par}}$  measurements from each analysed grain, in a selection of samples representative of the different resetting levels encountered along the studied basin transect.

In each sample, the statistical distribution of the single-grain ages was analyzed using the BinomFit® software (Brandon, 2002). In this approach, the age distribution is decomposed into age populations or peaks. The main characteristic of the AFT ages being to decrease with the temperature increase (Figure 3.8 in Braun *et al.*, 2006), statistical analyses should

allow us to qualitatively estimate for each sample the resetting level and therefore follow the burial evolution of the data set.

The fission track age of each sample is expressed as the central age (Galbraith & Laslett, 1993) with  $\pm 2\sigma$  uncertainties. The use of central ages is the usual method in reporting AFT results, but these ages have seldom a geological significance in terms of cooling age of the samples. In the case of an orogenic-foreland system, the apatite crystals present in the wedge are exhumed by erosion consecutive to thrust hanging wall uplift, then deposited in the foreland basin where three main scenarios can be envisaged (Fig. 7):

(1) the apatite crystals are buried in the foreland basin at a temperature higher than the upper boundary of the PAZ (i.e.  $> 120^{\circ}\text{C}$ ), inducing the complete resetting of the thermochronometer. The apatite single-grain ages, plotted on a radial diagram (Fig. 7B), are all younger than the stratigraphic age of the sample and generally form a single, concentrated group. However, in a sample which contains apatite crystals with different annealing properties (i.e. issued from different sources), the dispersion can increase in relation to the residence time in the PAZ during the cooling. Apatite fission track results therefore describe the cooling history of the sediment.

(2) the apatite crystals are buried to less than  $60^{\circ}\text{C}$ , implying that they are not reset and that the thermochronological signal corresponds to their cooling history in the source area. As shown on the radial plot (Fig. 7B), the single-grain ages are older than the stratigraphic age of the sample and are generally widely scattered. The ages dispersion reflects the diversity of the cooling ages of the source area, with several age populations usually revealed by the statistical analysis. The central age, older than the stratigraphic age, is usually a compromise of the single-grain ages without geological significance.

(3) the apatite crystals are buried to temperatures corresponding to the PAZ and are thus partially reset. On the radial plot, the single-grain ages are dispersed around the stratigraphic age of the sample (Fig. 7B). The age dispersion is due either to the diversity of the cooling ages in the source area, or to an important variability of the annealing properties of the individual grains that can be highlighted by  $D_{\text{par}}$  measurements. The central age is a mixed age without geological significance, comprised between the source cooling ages and the age at which the sediment exited the PAZ in the eroding foreland basin.

Assuming an average geothermal gradient (see discussion above), the burial temperature ranges inferred from the reset level of apatite fission tracks can be converted into burial depths to precise the thermo-tectono-sedimentary evolution of the studied basin transect.

#### III.4.b.ii. Sampling strategy and sample location

Samples were selected in order to constraint the factors which controlled the burial and denudation of the Jaca and Ainsa basin fill. Most samples were collected in the basins themselves and a few ones in the Paleozoic basement of the Axial Zone (see Fig. 2 for sample location and Fig. 8 for their stratigraphic location).

Sampling strategy combined different approaches, including (i) sub-vertical profiles to quantify the denudation rates, (ii) sub-horizontal profiles to highlight differential erosion linked to faulting, folding, tilting or development of the fluvial drainage system and (iii) sampling on each side of a thrust fault to assess the burial related to the thrust sheet. In the basin, sampling of sub-vertical profiles was made along a same tilted stratigraphic level to document the exhumation of samples with a similar sedimentary burial history.

Samples BA1 and BA8 are located in the core of the Axial Zone, in the late Hercynian granites ( $\approx 305$  Ma) of the Balaitous and Panticosa massifs, respectively, in the hanging wall of the Gavarnie basement thrust. BA1 was sampled on the summit of the Balaitous mountain, the highest peak in the study area (3144 m), immediately below the base of the unconformable Upper Cretaceous limestones. BA1 and BA8 granite samples define a southward dipping oblique profile of circa 1500 m and 10 km of vertical and horizontal offset, respectively. At the southern border of the Axial Zone, sample GV5 is a late Hercynian granite vein and GV2 a Lower Carboniferous turbidite sandstone ( $\approx 330$  Ma), located in the footwall and the hanging wall of the Gavarnie basement thrust, respectively. They are also located above the underlying Bielsa basement thrust, responsible for the tilting/folding of the Bielsa granite massif and the overlying Gavarnie thrust sheet (Casas *et al.*, 2003; Jolivet *et al.*, 2007). Further west, near the Somport pass (outside Fig.2, located in Fig. 1A), JA2 is a Permian pelite ( $\approx 260$  Ma) and JA3 a Lower Carboniferous turbidite sandstone ( $\approx 330$  Ma) in the same structural setting as GV2.



Samples from the Jaca and Ainsa basins are all sandstone samples. Sample TUR 3 ( $\approx 50.5$  Ma) is located at the base of the Tertiary clastic succession, in the Fosado-Torla turbidite system of the Hecho Group (according to the stratigraphy of Remacha *et al.*, 2003, and Caja *et al.*, 2009). Several other samples from this turbidite system have been collected more to the east in the Monte Perdido massif (Fig. 2), but have not been dated because of their poor apatite crystal content. OR16 and OR19 are situated on the same stratigraphic level ( $\approx 49.5$  Ma) at the base of the Arro-Broto turbidite system. Due to cascade folding, they form an oblique profile with 1200 m of altitude difference for a horizontal N-S offset of 4 km. Sample CT1 ( $\approx 49$  Ma) is located just above the carbonate megabed MT4 in the lower part of the Gerbe-Cotefablo turbidite systems. Samples CT2 ( $\approx 48.5$  Ma), BC1 ( $\approx 48.5$  Ma) and OT11 ( $\approx 48$  Ma) are located higher in the Gerbe-Cotefablo turbidite system. Sample OT4 ( $\approx 46$  Ma) is located just above the carbonate megabed MT5 in the Banastón turbidite system, a few tens of meters above the Oturia thrust. Sample OT7 ( $\approx 42.5$  Ma) belongs to the Ainsa-Jaca turbidite system, at the highest stratigraphic level in the synclinorium formed by the Hecho Group turbidites along the transect. Samples CT1, CT2, OT4 and OT7 form a N-S sub-horizontal profile across the turbiditic basin at altitudes comprised between 1500 m and 2000 m. A few kilometers to the west, samples TUR3, BC1 and OT11 form another N-S sub-horizontal profile at an altitude around 900 m.

Other samples in the Hecho Group turbidites were collected in the NW part of the Ainsa basin. Samples AS1, AS3 and AS5 ( $\approx 51$  Ma) form an oblique profile at the base of the Hecho Group which dips some  $20^\circ$  toward the southeast, with vertical offset of circa 1500 m. Sample AS3 is situated below the Paleocene limestones of the Castillo Mayor, which corresponds to a klippe of the Cotiella thrust sheet. More to the south, AS6 ( $\approx 43$  Ma) is located in the Ainsa turbiditic channel.

In the southern part of the Jaca basin, sample OT3 ( $\approx 38.5$  Ma) is located in the Bartonian Sabiñanigo sandstone, in the northern limb of the Yebra de Basa anticline at 896 m of altitude. Samples OT5 ( $\approx 35$  Ma) and OT12 ( $\approx 34.5$  Ma) originate from conglomeratic sandstone beds from Priabonian alluvial fans (Santa Orosia conglomerate) of the Campodarbe Group. Sample OT5 is located in the northern limb of the Santa Orosia syncline, a few tens of meters below the Oturia thrust, whereas sample OT12 belongs to the southern limb of the Yebra de Basa anticline, both being at approximately the same elevation between 1500 m and 1600 m. More to the south, sample SE5, at around 815 m of altitude, is

located in the axis of the Guarga syncline and corresponds to the youngest stratigraphic level of the Jaca basin ( $\approx 30$  Ma, late Rupelian). In the External Sierras, sample SE1 is situated in the Priabonian Belsué-Atarés Fm ( $\approx 36$  Ma), at 933 m of altitude in the Belsué syncline.

### III.5. Structural analysis: balanced cross-sections

#### III.5.a. Cross-sections description

In the following, the balanced cross-sections shown in Figure 5 are described from north to south.

In the Axial Zone and below the northern part of the Jaca basin, the basement structure features the culmination formed by the imbricated Eaux-Chaudes, Gavarnie, Bielsa and Guarga thrusts.

At the top of the Gavarnie thrust sheet, the Monte Perdido thrust sheet is detached along base of the Upper Cretaceous carbonates and folded by the underlying Gavarnie and Bielsa basement thrust sheets. By analogy with the structure observed on the western termination of the Axial Zone (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1990, 1996), we assume that the Monte Perdido thrust is rooted in the Eaux-Chaudes basement thrust (sections 3 and 4 in Fig. 5), which the shortening is accommodated partially by thrusting of the Paleozoic over Upper Cretaceous carbonates (the Eaux-Chaudes thrust *sensu stricto*) and partially by the Monte Perdido cover thrust through the décollement level. To the south, the décollement passes to imbricate frontal ramps across the Upper Cretaceous-Paleocene carbonates and the Hecho Group turbidites, forming the structure of the Internal Sierras on the northern edge of the Jaca and Ainsa basins. These ramps are hardly followed in the Hecho Group, but they can be identified locally by repetitions of the carbonate megabed MT4 (sections 4 and 5 in Fig. 5). To the east, the Monte Perdido basal décollement joins the Triassic evaporites, and the frontal ramp passes to lateral ramps above which were formed the north-south trending fault-propagation folds of Añisclo and Boltaña (section 1 in Fig. 5).

The Gavarnie basement thrust crops out in the Gavarnie window and more to the east around the Bielsa granite massif (Fig. 2), displaying an antiform geometry due to its deformation by the underlying Bielsa basement thrust (Parish *et al.*, 1984; Casas *et al.*,

2003), and a westward plunge of about 5° (sections 3, 4 and 5 in Fig. 5). Over most of its outcrop area, the Gavarnie thrust features a hanging wall flat located in the Silurian shales, which acted as a décollement level for the Gavarnie thrust sheet, and a footwall flat following approximately the base of the Upper Carboniferous limestones (Séguret, 1972). To the south, the thrust ramps across the Devonian-Carboniferous sediments to reach the Triassic décollement level beneath the Jaca basin (Séguret, 1972). On sections 3, 4 and 5 (Fig. 5), the southward dip of the cover succession at the southern edge of the Axial Zone corresponds essentially to the front limb of the hangingwall ramp anticline of the Gavarnie basement thrust.

The northern part of the Jaca Basin corresponds to a synclinorium cored by the Hecho Group turbidites, between the southern border of the Axial Zone to the north and the Oturia thrust to the south (sections 3, 4 and 5 in Fig. 5). The turbidites in the northern flank of the synclinorium are affected by cascade folding and regional cleavage whereas they form a gently north-dipping monocline in the southern flank. The Oturia thrust dips about 20° to the north, cutting the hanging wall turbidites with a low-angle ramp and the steeply-dipping footwall succession (which corresponds to the northern limb of the Santa Orosia syncline) at a high angle. The outcropping footwall succession spans from the late Lutetian Hecho Group turbidites to the Priabonian Santa Orosia conglomerate and features a fan geometry opened to the south in the Pamplona marls and Santa Orosia conglomerate, indicating the late Bartonian – Priabonian growth of the syncline. The Santa Orosia syncline is followed to the south by the Yebra de Basa anticline, cored in the west by the Jaca thrust. Progressive discordances in the Campodarbe Group conglomerates in the southern limb of the anticline attest of its growth during the Priabonian-early Oligocene.

The deep structure below the northern part of the Jaca basin has been interpreted from seismic and well data (Fig. 6). The main seismic marker is a group of high-amplitude reflectors corresponding to the Paleocene-Upper Cretaceous carbonates, as attested by the correlation between line JA47 and the Broto well (Fig. 6), the latter being projected on section 3 (Fig. 5). Below the northern part of the Jaca basin, these high-amplitude reflectors display a southward dip of about 8° corresponding to the hangingwall culmination of the Guarga basement thrust (see below). Below the synclinorium formed by the Hecho Group turbidites, three N-S seismic lines show duplication or vertical offset of the high-amplitude reflectors (Fig. 6B), attesting of the presence of another basement thrust interpreted as the

Bielsa thrust. In the hangingwall compartment, the reflectors display a gentle antiformal geometry interpreted as the ramp anticline. South of the basement thrust, reflector discontinuities in the basin-fill represent the seismic track of the thrust in the clastic succession. Immediately to the south, gently north-dipping reflectors in the upper part of the succession correspond to the turbidites outcropping in the hanging wall of the Oturia thrust. The juxtaposition of these seismic structures makes highly probable that the Bielsa basement thrust inferred from the seismic lines and the Oturia cover thrust observed at outcrop are connected, forming a single, gently north-dipping rectilinear thrust (sections 3, 4 and 5 in Fig. 5).

Further south, the Santa Orosia syncline and the Yebra de Basa anticline are interpreted as fault-propagation folds formed at the tip of thrusts cutting the Upper Cretaceous-Paleocene carbonates at depth, and connected to the décollement level in the Triassic evaporites (sections 3, 4 and 5 in Fig. 5). However, the tight geometry of these folds in the upper part of the succession implies a strong disharmony between the deep and the shallow structure, related to the plastic behavior of the Larrés and Pamplona marls. The poor quality of the seismic lines does not allow imaging the deep structure in the carbonates. However, in the case of the Yebra de Basa anticline, our interpretation is supported by the occurrence of a thrust duplicating the carbonates in the Serrablo 1 and 4 drill-holes (Fig. 6B) that can be connected to the Jaca thrust, in the core of the Yebra de Basa anticline (section 5 in Fig. 5). More to the west, an axial dip of the Yebra de Basa anticline results in the exposure of the deep structure at the level of the carbonates (Foz de Biniés – Illón anticline, in the hanging wall of the Jaca thrust; Labaume *et al.*, 1985; Teixell & Garcia-Sansegundo, 1995; Teixell, 1996) (Fig. 2). The interpretation of the deep part of the Santa Orosia structure is less straightforward. In surface, the bedding attitudes on both sides of the Oturia thrust suggest that the thrust propagated through the hinge of a pre-existing anticline. We infer that this anticline and the Santa Orosia syncline formed a fold pair at the tip of a blind thrust (referred to below as the Santa Orosia thrust) terminating at the syncline hinge, conforming to the current fault-propagation fold model (e.g. Suppe & Medwedeff, 1990). The carbonate reflectors showing no evidence of major structural perturbation below the Oturia thrust, we deduce that the Santa Orosia thrust cuts the carbonates more to the north, in the footwall of the Bielsa basement thrust (sections 3, 4 and 5 in Fig. 5). This hypothesis implies that the Broto drill-hole cuts across the Oturia thrust. In the absence of obvious tectonic

discontinuities in the log report of the Broto well, we infer that the thrust is located within the Upper Cretaceous carbonates (section 3 in Fig. 5). This assumption is supported by the fact that the thickness of the Upper Cretaceous carbonates in the Broto well is greater than further north in the Monte Perdido massif, while the general trend is that of a decreasing thickness of the carbonates southward below the Jaca basin. Our interpretation also implies that the Triassic sediments found at the bottom of the Broto well do not rest on the Paleozoic basement, but belong to the hangingwall of the Santa Orosia thrust (section 3 in Fig. 5).

The Santa Orosia and Yebra de Basa folds are connected backward to the basement thrust of Gavarnie through the Triassic décollement, attesting the Priabonian-lower Oligocene activity of this major thrust. Apatite fission track data in the Gavarnie basement thrust sheet provided a Priabonian age also interpreted as dating the tectonic activity of its basal thrust (Jolivet *et al.*, 2007). In spite of some differences in the structural style, this interpretation is consistent with the previous classical interpretation of Séguret (1972), Puigdefábregas (1975), Cámara & Klimowitz (1985) and Mutti *et al.*, (1988). Recently, Millán Garrido *et al.*, (2006) described the Yebra de Basa anticline as a décollement fold at the tip of a décollement level located at the top of the Paleocene carbonates and rooted in the Gavarnie thrust through a ramp across the carbonates corresponding to the Monte Perdido thrust. However, we cannot retain this interpretation as it ignores the deep structure in the Upper Cretaceous-Paleocene carbonates observed in the Serrablo 1 and 4 well logs and further west at surface outcrop in the Foz de Biniés and Illón anticlines. Furthermore, this interpretation requires a connection between the Monte Perdido and the Gavarnie thrusts which is not observed in outcrop along the western border of the Monte Perdido massif (Río Ara valley).

The proposed low angle, planar geometry of the Bielsa-Oturia thrust cutting the previous Santa Orosia structure is typical of a out-of-sequence thrust, coherent with the timing of the Bielsa thrust in the early (-middle) Miocene deduced from apatite fission track analysis in the Bielsa granite (Jolivet *et al.*, 2007). The section of Mutti *et al.* (1988) already showed an out-of-sequence attitude of the Oturia thrust, but with a different geometry of the deep structure in the carbonates and a connection to the Triassic décollement level. Millán Garrido *et al.*, (2006) proposed a different interpretation, where (i) the Oturia thrust is related to the Gavarnie basement thrust through the same décollement level (the top of

Paleocene carbonates) as the Santa Orosia and Yebra de Basa folds, and (ii) a Guara-Gèdre basement thrust (equivalent to the Bielsa thrust) is related to the South-Pyrenean frontal thrust through the décollement level in the Triassic. However, this interpretation does not account for the offset of the carbonate reflectors shown by the seismic lines which supports our interpretation of a connection between the Bielsa and Oturia thrusts. It must be noted that this connection occurs only in the Jaca basin, as the Oturia thrust terminates eastward against the western flank of the Boltaña anticline (Fig. 2). In the Ainsa basin, the Bielsa thrust connects to the Triassic décollement level (section 1 in Fig. 5), above which the cover structures associated to this thrust are not yet identified.

In the southern part of the Jaca basin, the Guarga syncline is well imaged on the north-south seismic lines (e.g. SP-28, JAT 12-20, JAT-12-38 in Millán Garrido, 2006), between the southern limb of the Yebra de Basa anticline to the north and the South-Pyrenean frontal thrust to the south (sections 3 and 4 in Fig. 5). Under the syncline axis, the basement passes from the southward dip observed below the northern Jaca basin to a very gentle northward dip in the south, the change in dip corresponding to the hangingwall cut off of the basement by the Guarga thrust at a depth of circa 6000 m (Millán Garrido, 2006). The shortening accommodated by the Guarga thrust is totally transmitted to the South-Pyrenean frontal thrust through the Triassic décollement level. The thrust footwall ramp cuts the  $\approx 5000$  m thick Eocene-Oligocene succession of the Ebro basin and passes southward to a décollement in the Oligocene evaporites of the Barbastro Formation. Above the footwall flat, the hangingwall structure corresponds to a fold-and-thrust system with décollement folds cored by the Triassic evaporites (Millán Garrido *et al.*, 2000; Millán Garrido, 2006). Growth structures in the upper Oligocene-early Miocene alluvial and fluvial deposits of the Uncastillo Formation attest of the activity of the Guarga thrust during this period. The younger syn-tectonic sediments are dated around 22 Ma (Aquitania), but the later thrusts developed in a break-back sequence attest of a more recent tectonic activity (Hogan & Burbank, 1996; Millán Garrido *et al.*, 2000; Arenas *et al.*, 2001).

### III.5.b. Shortening

The total shortening, estimated on section 4 (Fig. 5) from the southern pin-line in the Ebro basin to the Eaux-Chaudes thrust is of circa 50 km (including the Monte Perdido cover thrust, but not the Eaux-Chaudes basement thrust over the Upper Cretaceous carbonates), corresponding to about 36% of the initial length.

The offset along the Monte Perdido thrust sheet is about 6 km in the Monte Perdido massif, between sections 1 and 3 (Séguret, 1972), but it decreases to about 2 km to the west between sections 3 and 4 (Fig. 5). Moreover, about 2 km of internal shortening of the Monte Perdido thrust sheet can be measured in the Monte Perdido massif, but this is only a minimal value as most of the thrust sheet has been removed by erosion above the Axial Zone. A conservative value of 6 km of shortening for the Monte Perdido thrust system has been adopted in our restored section, consistent with the 5 km measured by Teixell (1996) on the equivalent Larra thrust at the western termination of the Axial Zone (Fig. 1A). In the External Sierras, the north-south trending Pico del Aguila anticline (Fig. 2; not observable in profile in Fig. 5), which was related to the same tectonic phase than the Monte Perdido thrust, accommodated about 2.7 km of shortening (Poblet & Hardy, 1995). We assume a total shortening accommodated by the north-south trending décollement folds of the External Sierras of circa 5 km. A shortening of 9 km can be measured for the Gavarnie basement thrust between the hangingwall cutoff of the top of the Paleozoic in the south of the Gavarnie window (also observable to the east above the Bielsa granite massif) and the northernmost outcrops of the thrust (Fig. 2) (Séguret, 1972). However, this is a minimum value, as the thrust displays everywhere a footwall flat, and the footwall ramp is not observed. Further west, on the Anso transect, Teixell (1996) deduced a shortening of 10 km on the Gavarnie thrust from the geometry of the hanging wall culmination. This technique cannot be applied rigorously on our sections due to the deformation of the Gavarnie thrust sheet by the underlying Bielsa thrust, and to erosion of the Cretaceous cover of the Gavarnie thrust sheet which precludes analysis of the hanging wall culmination geometry. However, using the Upper Cretaceous limestones outcrop at the summit of the Balaïtous (Fig. 2) and the footwall cutoff of these limestones by the Eaux-Chaudes thrust at the western border of the study area (Fig. 1A) as guides, we infer an offset of about 15 km for the Gavarnie thrust assuming a simplified fault-bend fold geometry to locate the footwall ramp-flat transition. In

the Jaca basin, about 8 km of shortening related to the Gavarnie thrust are accommodated by the fault-propagation folds of Santa Orosia and Yebra de Basa, implying that the remaining shortening transferred to the South-Pyrenean frontal thrust should be of about 7 km. The 15 km of shortening that we infer for the Gavarnie thrust are consistent with the value proposed by Millán Garrido *et al.* (2006), although their interpretation of the distribution of shortening in the Jaca basin is different. Sections 3 and 4 (Fig. 5) show that the shortening accommodated on the South-Pyrenean frontal thrust is about 34 km, implying that the part related to the Guarga basement thrust corresponds to about 27 km. In our interpretation, the displacement accommodated by the out-of-sequence Bielsa basement thrust was totally transferred to the Oturia thrust, whose offset is of circa 3.5 km. These interpretations differ from those of Millán Garrido *et al.* (2006), who estimated the shortening at the South-Pyrenean frontal thrust to be of 41 km. The main divergence is related to the amount of shortening accommodated by the Guarga thrust that these authors have evaluated at 5 km, the remaining 36 km being ascribed to their Guara-Gèdre thrust equivalent to the Bielsa thrust. However, as discussed above, these interpretations are not supported by our interpretation of seismic data which argues for a connection between the Bielsa basement thrust and the Oturia cover thrust, nor by the apatite fission tracks data which attests an early (-middle) Miocene activity of the Bielsa-Oturia thrust system (see Jolivet *et al.*, 2007, and discussion below).

## III.6. Apatite fission track analysis

### III.6.a. Apatite fission track results

Apatite fission tracks analyses for the different areas show a wide range of resetting levels. The results are reported as central ages with  $\pm 2\sigma$  uncertainties in Table 1 and on the sections in Figure 5 where the samples are projected. The distribution of the apatite single-grain ages for each sample is shown on the radial plots, as well as the corresponding statistical decomposition of the single-grain age distribution, in Figure 8, where the samples are located in the stratigraphic column. Figure 9 summarizes the evolution of the depositional ages, AFT central ages and mean ages of the main statistical single-grain age



populations for the various samples along the N-S transverse. The  $D_{\text{par}}$  measurements performed on selected samples are presented in Figure 10.

Samples BA1 and BA8 from the Balaitous granite have central ages of  $29.3 \pm 2.7$  Ma and  $20.5 \pm 1.8$  Ma, respectively. As shown on the radial plots (Fig. 8), the dispersion of the single-grain ages is low and statistically only one age population can be identified. The granite sample GV5, from the Gavarnie thrust footwall, has a central age of  $18.2 \pm 1.2$  Ma and displays a low spread in single-grain ages, corresponding to a single statistical age population (Fig. 8). The Paleozoic sediment samples GV2, JA2 and JA3, from the Gavarnie thrust sheet, have central ages of  $29.6 \pm 2.6$  Ma,  $26.8 \pm 3.1$  Ma and  $30.0 \pm 3.5$  Ma respectively. As shown on the radial plot (Fig. 8), they display a significant dispersion of the single-grain ages which are all much younger than the stratigraphic age. Statistical analysis shows the existence, in samples GV2 and JA3, of two age populations in which the major ones (i.e. corresponding to the majority of the single-grain ages) have mean ages of 23.3 Ma (JA3) and 25.6 Ma (GV2) (Fig. 9). The JA2 sample presents only one age population.

Samples from the Hecho Group turbidites display few apatite crystals with poor track concentrations linked to a low  $^{238}\text{U}$  content. At the base of the succession, sample TUR3 (Fosado-Torla turbidite system) has a central age of  $25.3 \pm 4.8$  Ma. Although the pertinence of the result is limited by the low number of single-grain ages determined (11), the radial diagram shows that most of these ages span between 35 and 15 Ma, i.e. are much younger than the stratigraphic age ( $\approx 50$ -51 Ma), and the statistical analysis indicates the presence of a single age population (Fig. 8).

Higher in the succession, samples OR19 and OR16 (Arro-Broto turbidite system, middle part of TS3) have central ages of  $23.2 \pm 1.6$  Ma and  $25.1 \pm 1.9$  Ma, respectively. The single-grain ages show an important dispersion, with most of the ages spanning from close to the stratigraphic age ( $\approx 49$ -50 Ma) to young ages around 15-20 Ma (early Miocene) (Fig. 8). Statistical analyses indicate that both samples contain a single age population (Fig. 8). As demonstrated by the  $D_{\text{par}}$  measurements in the OR16 sample (Fig. 10), there is no obvious correlation between the grain ages and their annealing properties.

Further south and stratigraphically higher, samples CT1, CT2 and BC1 from the Gerbe-Cotefablo turbidite systems have central ages of  $27.5 \pm 2.9$  Ma,  $26.3 \pm 2.0$  Ma and  $27.7 \pm 5.5$  Ma, respectively. As shown on the radial diagrams (Fig. 8), single-grain ages display a wide scattering from around the stratigraphic age ( $\approx 48$ -49 Ma) to early Miocene ages. Two

statistical age populations can be extracted from CT1 and CT2, the mean ages of the major populations being of 26.2 and 26.5 Ma, respectively (Fig. 8). However, only one population is statistically defined in BC1, probably due to the small number of analyzed apatite crystals (12).  $D_{\text{par}}$  measurements in CT2 (Fig. 10) show the absence of correlation between the age of the grains and their annealing properties. Sample OT11, in the upper part of the Gerbe-Cotefablo turbidite system, has a much younger central age of  $20.8 \pm 2.4$  Ma. The radial plot shows a weak dispersion of the single-grain ages that are all much younger than the stratigraphic age ( $\approx 48$  Ma) and correspond to a single statistical population (Fig. 8). Moreover, there is no correlation between the  $D_{\text{par}}$  measurements and the apatite grain ages (Fig. 10).

Higher in the succession, sample OT4 (Banaston turbidite system) has a central age of  $35.2 \pm 2.4$  Ma. Single-grain ages show a wide dispersion on both sides of the stratigraphic age ( $\approx 46$  Ma), but define a single statistical population (Fig. 8). At the top of the turbidite succession, sample OT7 (Ainsa-Jaca turbidite system) has central ages of  $41.5 \pm 4.0$  Ma. The single-grain ages are also widely dispersed on both sides of the stratigraphic age ( $\approx 42.5$  Ma) but with a larger proportion of older grains than in OT4 (Fig. 8). As shown by the statistical analysis, two age populations can be extracted from OT7, the mean age of the major population being 24.4 Ma (Fig. 8).  $D_{\text{par}}$  measurements on apatite crystals from OT7 clearly show the absence of correlation between the age of the grains and annealing properties (Fig. 10).

In the Ainsa basin, the AS1, AS3 and AS5 turbidite samples have central ages of  $26 \pm 4.7$  Ma,  $32.5 \pm 3.6$  Ma and  $28.5 \pm 4$  Ma, respectively. These samples are stratigraphically equivalent to the lowest turbidites sampled in the Jaca basin (TUR3, OR16 and OR19) and they yield equivalent AFT ages. Similarly to the samples from the lower part of the Hecho Group in the Jaca basin, most single-grain ages are dispersed between close to the stratigraphic age and 15-20 Ma, with a few older ages in the case of AS3 (Fig. 8). In samples AS1 and AS5, only one age population can be statistically extracted, while two appear in sample AS3, the mean age of the major population for this sample being of 30 Ma (Fig. 8). However, it is important to note the small number of grains counted in these samples and especially in sample AS1, the occurrence of individual ages above the stratigraphic age may indicate the possibility of a second population like in sample AS3. Sample AS6 has a central age of  $28.4 \pm 1.9$  Ma and displays a poor dispersion of the single-grain ages, that are almost all younger than the stratigraphic age and correspond to a single statistical age population (Fig. 8).

In the footwall of the Oturia thrust, sample OT3 in the Sabiñánigo sandstone has a central age of  $43.7 \pm 2.7$  Ma, older than the stratigraphic age ( $\approx 38.5$  Ma). As shown on the radial plot (Fig. 8), the single-grain age distribution is very wide and a large proportion of apatite crystals are older than the stratigraphic age. As demonstrated by statistical analyses, OT3 contains two or more age populations, the major population having a mean age of 39.6 Ma equivalent to the stratigraphic age (Fig. 8). In the same structural domain than OT3 but higher in the succession, samples OT5 and OT12 in the Santa Orosia conglomerates have central ages of  $42.5 \pm 2.7$  Ma and  $37.1 \pm 3.6$  Ma, respectively, older than their stratigraphic age ( $\approx 34$ -35 Ma). The single-grain ages show a strong dispersion, with most ages older than the stratigraphic age and a group of younger ages between  $\approx 35$  and 20 Ma. For each of these two samples, two age populations have been deduced from statistical analyses. The mean age of the major population is 40.5 Ma for sample OT5 and 34.1 Ma for OT12 (Fig. 8).  $D_{\text{par}}$  measurements on sample OT5 show the absence of correlation between the annealing properties and the age of individual apatite grains (Fig. 10). Further south, in the Guarga syncline, sample SE5 at the top of the Campodarbe Group has a central age of  $52.2 \pm 7.5$  Ma and displays a strong dispersion of the single-grain ages that are all older than, or close to, the stratigraphic age ( $\approx 30$  Ma) (Fig. 8). Two statistical age populations are present in this sample, the major one having a mean age of 72.8 Ma (Fig. 8). In the southern flank of the Guarga syncline, sample SE1 in the Belsué-Atarés Fm has a central age of  $48.1 \pm 4.2$  Ma. The single-grain ages dispersion is similar to that described for samples OT5 and OT12 (Fig. 8). Two age populations can be statistically extracted, with a mean age of 61.7 Ma for the main one (Fig. 8).

### III.6.b. Significance of apatite fission track results

#### III.6.b.i. Apatite fission track ages

As discussed above, the level of resetting is inferred from (i) the dispersion of the single-grain ages (Fig. 8), (ii) their distribution compared to the stratigraphic age of the sample, and (iii) the geological setting (Fig. 5). Due to the low number of horizontal confined tracks, no reliable time/temperature path modeling could be made in the fully reset samples.

In the hangingwall of the Gavarnie thrust, sample BA1 ( $29.3 \pm 2.7$  Ma) has the same structural position and the same elevation than sample NV1 from Jolivet *et al.* (2007) at the summit of the Néouvielle granite massif (Fig. 2), which yielded a central age of  $35.1 \pm 2.3$  Ma and is considered to have been totally reset according to the time/temperature modeling. By analogy, sample BA1 can be considered as totally reset and we assume that its time/temperature history was similar to that of NV1. Sample BA8 has a fission track age of  $20.5 \pm 1.8$  Ma and displays a concentrated single-grain age population. Being in the same structural unit than BA1 but 1500 m lower in elevation, BA8 can also be interpreted as being a fully reset sample. In the footwall of the Gavarnie thrust, sample GV5 displays a concentrated single-grain age distribution with a central age of  $18.2 \pm 1.2$  Ma, similar to those from the Bielsa granite samples from Jolivet *et al.* (2007), which are located in the same structural position (BS1 and BS7 in Fig. 2 and section 1 in Fig.5) and are considered to have been totally reset according to the time/temperature modeling. The similarity of structural position and thermochronological results suggest that GV5 was also totally reset and has followed a time/temperature path similar to that modeled for the Bielsa BS1 sample (Jolivet *et al.*, 2007). The GV5 central age of  $18.2 \pm 1.2$  Ma can therefore be interpreted as a cooling age.

On the southern border of the Axial Zone and in the Paleozoic sedimentary rocks of the Gavarnie thrust sheet, samples GV2, JA2 and JA3 display a significant dispersion of the single-grain ages. However, the thickness of about 7000-8000 m inferred for the overlying sedimentary succession from the stratigraphy of the northern part of the Jaca basin, as well as the fact that the single-grain ages are all much younger than the Paleozoic stratigraphic ages argue for a total resetting. The important dispersion of the single-grain ages could be explained by the bad preservation of these detrital Paleozoic apatite crystals and the high number of inclusions within the crystals that lead to errors in age determination. The cooling ages of GV2 and JA3 are therefore likely to correspond to the age of the main age populations, i.e. 25.6 Ma and 23.3 Ma, respectively. The cooling age of  $26.8 \pm 3.1$  Ma of JA2 is consistent with results from samples GV2 and JA2.

In the northern part of the turbiditic basin, the samples from the lower part of the succession (TUR3, OR16, OR19, CT1, CT2, BC1) also display a significant dispersion of the single-grain ages, but with most ages being close to or younger than the stratigraphic ages, including ages as young as 15-20 Ma. This single-grain age distributions suggest an

important, but not total reset level. Stratigraphically higher, sample OT11 displays an unexpected high reset level as suggested by the distribution of the single-grain ages. This result is probably due to the fact that few apatite crystals have been counted (17 crystals) and that they probably belong to a same age population, the other apatite crystals potentially forming other age populations being badly preserved.

In the stratigraphically uppermost part of the turbiditic succession, samples OT4 and OT7 display a strong spreading of the single-grain ages on both sides of the stratigraphic age. These samples have been partially reset but at a lower temperature, or for a shorter time at the same temperature, than the stratigraphically lower turbiditic samples. The higher proportion of old ages in OT7 advocates for a lower reset level compared to OT4.

In the Ainsa basin, samples AS1, AS3 and AS5 located at the base of the Hecho Group display central ages and partial reset levels similar to those of the lowest turbidite samples of the Jaca basin (TUR3, OR19, OR16). Further south and stratigraphically higher, sample AS6 also displays an important reset level with all single-grain ages younger than the stratigraphic age. All the turbidite samples from the Jaca and Ainsa basins are therefore partially reset, but with different intensities. Their AFT central ages therefore cannot be interpreted as cooling ages.

In the southern part of the Jaca basin, in the footwall of the Oturia thrust, the distribution of the single-grain ages of samples OT3, OT5, OT12, SE5 and SE1, widely dispersed and predominantly older than the stratigraphic ages, clearly indicates the absence or very weak fission track reset.

In summary, Paleozoic samples in the Axial Zone are all totally reset, and all the early-middle Eocene turbidite samples in the northern Jaca basin are partially reset with central ages younger than their stratigraphic ages. Finally, all the late Eocene-lower Oligocene costal/continental facies in the southern Jaca basin are not/very weakly reset with central ages older than their stratigraphic age. The Oturia thrust marks the limit between the partially reset part of the basin in the hangingwall and the non-reset part in the footwall. As shown in the diagram of Figure 9, the central ages increase when going southward and stratigraphically upward across the Jaca basin, reflecting the progressive decrease of reset level. It is also important to note that, all along the section, there is no correlation between the reset level and the sample elevation.

### III.6.b.ii. Statistical analyses

In spite of the small number of counted grains ( $\leq 40$ /sample), statistical analysis allows to qualitatively define a general tendency in the evolution of the apatite single-grain age populations of the Jaca basin clastic fill. As observed in Figure 9, the number of age populations decreases northward like the mean age of the major populations. This evolution is concomitant to the decrease of the central ages and is coherent with the increase of the reset level northward/downward in the stratigraphic succession. In the lowest part of the succession, samples TUR3, OR19 and OR16, which yield the youngest central ages (23-25 Ma) have a single age population. This signs a high but incomplete reset level, suggesting that these samples have probably been buried in the upper part of the PAZ, close to 120°C. The maximal temperature may even have been higher, if maintained for a period of time too short to have generated a total reset, a hypothesis coherent with the inferred thickness of 5000-6000 m for the overlying succession and with the geological history (see discussion below). From CT1 and stratigraphically upward in the Hecho Group turbidites, the age of the main population is progressively older (with the exception of OT11) and some samples display two age populations, marking the decrease of the reset level. In the south, the very weakly or non-reset coastal/continental facies systematically yield several age populations, with Late Cretaceous (around 70 Ma) average ages for the major populations in the southernmost samples (SE5 and SE1).

### III.6.b.iii. Etch pit parameter ( $D_{\text{par}}$ )

As described above, all the samples analyzed show an absence of correlation between the mean  $D_{\text{par}}$  average of single grains and the statistically identified single-grain age populations (Fig. 10). This result demonstrates that the single-grain age dispersion is most probably controlled by the complex thermal history of each crystal rather than by their annealing properties. As the Ainsa and Jaca basin sediments represent the distal part of the sedimentary system principally fed by the erosion of the east-central Pyrenees, they contain apatite crystals that have recorded a significant part of the thermal history of the orogen, from cooling of the internal domains of the belt to sediment recycling in the foreland basin. In summary, the  $D_{\text{par}}$  measurements reveal that in the case of partial or no resetting, the

observed dispersion of apatite single-grain ages reflects the important variability of the thermal history of the drained sources.

## III.7. Discussion

### III.7.a. Geological significance of apatite fission track results

The thermochronological results from the studied transect clearly show 3 distinct thermotectonic domains which are, from north to south, the southern flank of the Axial Zone, the lower-middle Eocene turbiditic basin and the middle Eocene-lower Oligocene coastal/continental basin (Figs. 5 and 9).

In the Axial Zone, sample BA1 from the top of the Paleozoic of the Gavarnie thrust sheet yields an early Oligocene cooling age ( $\approx 29$  Ma) that is relatively younger but consistent with the 35 Ma age found at the summit of the Néouvielle granite (Jolivet *et al.*, 2007), at the same altitude and structural position. Indeed, the BA1 age falls within the time interval of rapid cooling of NV1 between 35 and 25 Ma determined by apatite fission track time-temperature modeling and probably due to uplift above the Gavarnie thrust ramp (Jolivet *et al.*, 2007), an hypothesis coherent with the contemporaneous age of growth structures above the Triassic décollement level in the Jaca basin (cf. the Santa Orosia and Yebra de Basa folds).

In the Paleozoic of the southern flank of the Axial Zone, sample GV5 is located at the top of the Bielsa thrust sheet, about 400 m below the Gavarnie thrust. The Burdigalian central age of sample GV5 ( $\approx 18$  Ma) is equivalent to those of samples from the Bielsa granite located along the tilted post-Hercynian erosional surface and in the same structural position below the Gavarnie thrust sheet (samples BS1 and BS7 in Fig. 2 and section 1 in Fig. 5; Jolivet *et al.*, 2007). The fact that these samples have the same central age within the error margin in spite of an elevation difference of about 1500 m implies that cooling occurred prior to the tilting of the massif. According to Jolivet *et al.* (2007), cooling of the Bielsa granite could be explained by two scenarios: in the first scenario, the Bielsa granite was rapidly exhumed around 18 Ma (from  $\approx 22$  to 17 Ma, according to time/temperature modeling of sample BS1)

along the Bielsa thrust ramp. Then, tilting occurred in relation to the development of the hanging wall ramp anticline, when the granite passed above the top of the footwall ramp (Casas *et al.*, 2003); In the second scenario, the initial exhumation and cooling were induced by the uplift of the more external Guarga thrust hanging wall, then folding and tilting were related to out-of-sequence movement on the Bielsa basement thrust following the same hanging wall ramp anticline kinematics as above. In both cases, these results imply that the activity of the Bielsa basement thrust occurred around or later than 18 Ma. The similarity of ages and structural position argues for a similar exhumation scenario for sample GV5. The same interpretation can also be applied to sample BA8, which has a central age of 20 Ma and is at an equivalent altitude and structural position with respect to the Guarga and Bielsa thrusts as GV5.

Samples GV2, JA2 and JA3, located at the southernmost edge of the Axial Zone at the top of the Paleozoic of the Gavarnie thrust sheet, have cooling ages comprised between about 23 Ma and 27 Ma (see discussion above). Cooling of these samples may have been related to the uplift of the Guarga basement thrust hangingwall culmination which occurred during the same period. However, the altitude difference between GV5 and GV2 is only of circa 800 m, implying that sample GV2 remained close to the base of the PAZ until 18 Ma when GV5 was exhumed. This reasoning can also be applied to samples JA2 and JA3, as their structural settings are the same as that of GV2.

In the lower-middle Eocene turbiditic basin, the reset level of samples is partial and decreases southward. These results allow therefore to locate the paleo-PAZ and thus to constrain an interval of burial temperature for the turbidites comprised between  $\approx 60^{\circ}\text{C}$  and  $\approx 120^{\circ}\text{C}$ , corresponding to an interval of burial depth of 3-5 km assuming an average geothermal gradient of  $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ . As discussed above, the maximal temperature reached by the lowermost samples could have been higher than  $120^{\circ}\text{C}$  but for too short a time to allow for a total fission track reset. Furthermore, the fact that the decrease of the reset level is correlated to the stratigraphic age and not to the tectonic structure or present day elevation (Fig. 9), implies that the burial of the turbidites was primarily due to the sedimentary accumulation in the foreland basin. In the northern part of the turbiditic basin, tectonic thickening by the Monte Perdido thrusting and cascade folding also probably contributed to the burial of sediments, but structural data do not support the existence of large thrust sheets that may have significantly participated to burial. Results from the Ainsa basin are



similar to those from the lowest turbidites in the Jaca basin and can be interpreted in the same way. Sample AS3 located beneath the Castillo Mayor klippe does not show a different degree of reset compared to the other samples, implying that the thickness of the thrust sheet was not sufficient to induce significant heating. The conclusion that burial of the Hecho Group turbidites was mainly of sedimentary origin also applies to the burial of the underlying Paleozoic of the Gavarnie thrust sheet at the southern border of the Axial Zone (samples GV2, JA2 and JA3).

As shown in Figure 9, the Oturia thrust separates two domains: the partially reset turbiditic basin in the hangingwall and the not or very weakly reset coastal-continental basin in the footwall. This observation applies to samples OT4 and OT5, which are located in the hangingwall and footwall of the Oturia thrust, respectively, at less than 1 km in distance and 250 m of difference in elevation from each other (Fig. 5). This implies that the burial of OT4 occurred prior to thrusting. In the most reset part of the turbidite succession, both the statistical analysis which gives mean ages of circa 23-25 Ma for the most representative single-grain age populations, and the occurrence of middle Miocene single-grain ages for the stratigraphically lowest turbidite samples (Fig. 8), argue for a late Oligocene-early (middle) Miocene cooling event that affected the whole turbiditic succession. As the turbidites were only partially reset, we cannot precisely date their exhumation history within this time interval, where the late Oligocene is only the older possible exhumation age. However, the late Oligocene cooling ages found at the top of the underlying Paleozoic basement (samples GV2, JA2 and JA3, see discussion above) suggest that the cooling of the turbidites began during the late Oligocene in relation to the Guarga thrust activity and continued until the late early (-middle) Miocene with the out-of-sequence activity of the Bielsa-Oturia thrust.

The lack of reset of sample OT5 shows that there was no thermal effect induced by the propagation of the Oturia thrust sheet. This may indicate that the topography created by the latter was rapidly eroded or that the thickness of the hangingwall was not sufficient to induce a burial heating effect.

Further south, in the upper Eocene-lower Oligocene coastal-continental basin, all the samples are not or weakly reset, implying that the burial of the sediments did not exceed 60°C, i.e. 2-3 km. This means that exhumation in the Guarga syncline was weak, which is consistent with the results of Babault *et al.* (2005) who have estimated the maximal thickness of the Oligo-Miocene sediments of the Ebro basin to about 1000 m thicker than

the presently preserved succession. As these samples have not been reset, the thermal history of their apatite crystals is older than the late Eocene-early Oligocene deposition. In samples OT3, OT5, OT12 and SE5, Late Cretaceous single-grain age populations can be statistically identified (Fig. 9), probably reflecting both the denudation related to the Albian extension and the earliest stage of the Pyrenean orogenesis.

### III.7.b. Implications for the evolution of the South-Pyrenean wedge

In this section, thermochronological, structural and stratigraphic data are integrated to propose a thermo-tectonic evolution model of the western part of the South-Pyrenean wedge illustrated by the step-by-step restoration of section 4 (Fig. 11).

Section A in Figure 11 presents the restoration of all stratigraphic intervals with the top of the Paleocene carbonates used as an horizontal datum. This representation highlights the migration of the foreland basin depot-centre and the location of the future thrusts. The apparent normal fault offset in the upper part of the Monte Perdido thrust ramp results from the syn-sedimentary activity of the thrust during the middle-late Eocene. Sections B to E show the evolution of the structure at the end of each main thrusting stage.

#### *Eaux-Chaudes-Monte Perdido thrust system (end at $\approx 37$ Ma; section B in Fig. 11)*

The Eaux-Chaudes thrust was active during the early-middle Eocene (Teixell, 1996; Jolivet *et al.*, 2007). During the same period, the foreland flexural basin was filled by the Hecho Group turbidites, which were deformed by the propagation of the low-angle Monte Perdido cover thrust during the late Lutetian-Bartonian (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1996). The Eaux-Chaudes/Monte Perdido thrust system propagated southward along the Triassic décollement level and involved the formation of the transverse décollement folds at the southern border of the Jaca basin (e.g. Pico del Aguila anticline) from the late Lutetian to early Priabonian (Poblet & Hardy, 1995). The South-Pyrenean Zone evolved therefore as a piggyback basin since the upper part of the Lutetian. During the Bartonian, the turbiditic basin began to be filled by westward prograding deltaic systems, marking the transition from the underfilled to overfilled stages of basin evolution. On the studied transect, the orogen

remained largely submarine during this tectonic stage, as it is suggested by the lack of sediments derived from erosion of the proto-Axial Zone on both sides of the belt. As shown on the restored cross-section, all the turbidites sampled were in the PAZ at circa 37 Ma, excepted OT4 and OT7 which were still below the PAZ. The Axial Zone samples were largely buried below the 120°C isotherm.

The burial of the samples was mainly of stratigraphic origin. The Monte Perdido thrust sheet being a detached unit, tectonic burial of its footwall probably remained moderate. The shortening accommodated by the Monte Perdido thrust is about 6 km. This value implies a shortening rate of circa  $0.6 \text{ mm.a}^{-1}$ , lower than the  $1 \text{ mm.a}^{-1}$  rate calculated by Teixell (1996) for the equivalent Larra cover thrust at the western termination of the Axial Zone, but we cannot account for structures that have been eroded away in the study area, which shows a deeper erosion level.

#### *Gavarnie thrust (end at $\approx 28 \text{ Ma}$ ; section C in Fig. 11)*

The Gavarnie thrust was active during the late Eocene-early Oligocene. Emplacement of the Gavarnie basement thrust sheet uplifted and deformed the northernmost part of the foreland basin, which was submitted to erosion. The foreland basin became overfilled and the new depocenter was located in the future Guarga syncline, where the continental Campodarbe Group was deposited. At the toe of the basement thrust sheet, the northern part of the preserved turbidite succession was affected by cascade folding and regional cleavage. The southward propagation of the Gavarnie thrust in the Triassic décollement level lead to the emergence of the syn-sedimentary folds in the Jaca basin (Santa Orosia, Yebra de Basa) and of the South-Pyrenean frontal thrust complex (Puigdefábregas, 1975; Teixell & Garcia-Sansegundo, 1995; Teixell, 1996), and consequently to the northward tilting and exhumation of the older transverse décollement folds (not visible on the section). Erosion of the northernmost part of the Hecho Group fed the north-sourced alluvial fans of the Campodarbe Group (Santa Orosia conglomerate). In the not reset OT5 and OT12 samples from this stratigraphic unit, single-grain fission track ages older than the late Eocene stratigraphic age (Fig. 8) imply that the apatite crystals (including those derived from the northernmost turbidites) have not recorded the late Eocene cooling event related to the Gavarnie thrusting. This could be explained by the fact that the burial temperature of these turbidites was less than 120°C. During this stage, the area between the Axial Zone and the

Santa Orosia fold (the present-day outcrop area of the Hecho Group turbidites) was not exhumed but was a zone of sediment transfer progressively buried by sediments of the Campodarbe Group onlapping northwards on the southern border of the Axial Zone, similarly to the coeval conglomerates preserved in the northern part of the South-Central Pyrenean Unit (Coney *et al.*, 1996; Vincent, 2001). This stage therefore corresponds to the maximal burial of the turbidites preserved to the south of the Axial Zone whose lowest samples (TUR3, OR16, OR19) probably reached temperatures close to or hotter than 120°C. Assuming a geothermal gradient of 25°C/km, these samples should have been buried around 5 km, or more if the temperature exceeded 120°C. In the Gavarnie basement thrust sheet, sample BA1 was exhumed to the top of the PAZ as attested by its cooling age around 29 Ma. Samples BA8, GV5, GV2, JA3 and JA2 were still above the PAZ. The burial of the samples at the footwall of the Gavarnie basement thrust sheet toe (GV5, and BS1, BS7 and BS6 from Jolivet *et al.*, 2007) occurred in several steps: (i) a deep (5000-6000 m) sedimentary burial below the Upper Cretaceous-Paleocene carbonates and early-middle Eocene Hecho Group turbidites; (ii) a moderate combined tectonic and sedimentary burial below the Monte Perdido thrust sheet and the upper Eocene sediments deposited on its toe; (iii) finally, the tectonic burial below the Gavarnie thrust sheet combined to the sedimentary burial below the northward onlapping continental deposits of the Campodarbe Group. At this stage, all the formations sampled had already been deposited, the late Eocene-lower Oligocene coastal and continental samples being buried at less than 60°C. The Gavarnie thrust accommodated about 15 km of shortening which was distributed between the Jaca basin structures ( $\approx 8$  km in the Santa Orosia and Yebra de Basa folds) and the South-Pyrenean frontal thrust ( $\approx 7$  km). The calculated shortening rate of about  $1.6 \text{ mm.a}^{-1}$  is consistent with that of Teixell (1996) more to the west ( $1.3\text{-}1.4 \text{ mm.a}^{-1}$ ). The estimated eroded thickness at the top of the Gavarnie thrust sheet is about 4 km, corresponding to a mean erosion rate of circa  $0.4 \text{ mm.a}^{-1}$ .

### *Guarga thrust (end at $\approx 20$ Ma; section D in Fig. 11)*

During the late Oligocene, the tectonic activity of the Guarga thrust resulted in the formation of the Guarga syncline, between the front limb of the Guarga basement thrust sheet to the north and the tilted cover succession above the footwall ramp of the South-Pyrenean frontal thrust to the south. As a result, the depocenter migrated southward in the

Ebro basin where the continental Uncastillo Formation accumulated (Teixell, 1996). The shortening of circa 28 km was entirely accommodated on the South-Pyrenean frontal thrust. Basement uplift related to the Guarga thrust can be graphically estimated (corresponding to the thickness of the hanging wall) at circa 6 km below the northern part of the turbiditic basin and the amount of erosion is evaluated to about 4 km on the southern flank of the Axial Zone. Along the South-Pyrenean frontal thrust, the youngest synorogenic sediments, dated around 22 Ma, are affected by the latest thrust movements which may have continued possibly until the Burdigalian (Millán Garrido *et al.*, 2000). At the end of the Guarga basement thrust activity, sample BA8 from the Gavarnie basement thrust sheet reached the top of the PAZ as attested by its central age of circa 20 Ma, while sample BA 1 was still in the lower part of the PAZ. Outside the restored section, samples GV2, JA2 and JA3 located at the toe of the Gavarnie basement thrust sheet (cf. GV2 in section 3 in Fig. 5) also entered the PAZ during this stage. Basement uplift and related erosion also resulted in the cooling of the overlying turbidites. The stratigraphically uppermost turbidites samples exited the PAZ, whereas, as demonstrated by the statistical analyses of the AFT data (Fig. 8), the lowest ones were still inside the PAZ, but probably in its lower part. On the southern flank of the Axial Zone, the estimated eroded thickness is about 3.5 km, corresponding to a mean erosion rate of circa  $0.4 \text{ mm.a}^{-1}$ . The shortening rate is estimated at about  $3.3 \text{ mm.a}^{-1}$ , which is notably higher than the  $1.1 \text{ mm.a}^{-1}$  calculated by Teixell (1996) more to the west. This is not surprising given that the External Sierras narrow and plunge laterally to the west, however, our estimation could be lower if the duration of the Guarga thrusting activity was longer during the Burdigalian.

### *Bielsa thrust (end $\approx$ late Burdigalian-?Langhian; section E in Fig. 11)*

The transition between the Guarga and Bielsa thrust activity is not accurately dated, as the cooling of the top of the Bielsa granite (and of sample GV5 in the Gavarnie window) around 18 Ma may have been related either to the end of activity of the Guarga thrust or to the incipient activity of the Bielsa thrust (or to a combination of both). Whatever the case, the out-of-sequence Bielsa basement thrust uplifted and tilted the southern flank of the Axial Zone after 18 Ma (Jolivet *et al.*, 2007). As shown by the seismic profiles (Fig. 6), the Oturia cover thrust roots in the Bielsa basement thrust, probably cutting at depth through the preexisting hangingwall ramp anticline of the Santa Orosia thrust with the low angle

geometry characteristic of out-of-sequence thrusts. The early-middle Miocene apatite single-grain ages from the most buried turbidites (TUR 3, OR19, OR 16, CT1, CT2, BC1, OT11 in Fig. 8) indicate that the final exhumation of the turbiditic basin occurred during the late Burdigalian-Langhian, most probably related to the activity of the Bielsa-Oturia thrust system. The estimated eroded thickness above the Gavarnie basement thrust sheet is about 2.7 km, corresponding to a mean erosion rate of circa  $0.5 \text{ mm.a}^{-1}$ . From the middle Miocene to the Present, the eroded thickness is estimated to about 2.5 km, corresponding to a mean erosion rate of circa  $0.2 \text{ mm.a}^{-1}$ . The late Miocene exhumation of the core of the Bielsa granite massif (cf. the 10.9 Ma central age of sample BS6 of Jolivet *et al.*, 2007, located in Fig. 2 and section 1 in Fig. 5) was related to this post-tectonic erosion.

On the wedge scale, our AFT results are consistent with those of Fitzgerald *et al.* (1999) and Sinclair *et al.* (2005) who described a piggy-back sequence evolution of the thrusting system in the Axial Zone of the Central Pyrenees. Moreover, AFT data from a small granite body (the Barruera massif) on the southern flank of the Axial Zone south of the Maladetta massif (Fig. 1A), yielded an early Miocene ( $\approx 20 \text{ Ma}$ ) age interpreted as a late thrusting event (Sinclair *et al.*, 2005). This result confirms that the late tectonic reactivation of the southern Axial Zone was not a local effect but affected a significant length of the Pyrenean belt. On the other hand, our palinspatic reconstructions show an increase of the shortening rate during the late Oligocene. This result is different from the interpretations of Teixell (1996) and Millán Garrido (2006) who described a decrease of the shortening rate at this period.

### III.8. Conclusion

The combination of the apatite fission track data on clastic sediments in partial reset conditions and the structural studies allows to propose a new interpretation of the tectono-sedimentary evolution of the SW-Pyrenean thrust-and-fold belt and related foreland basin. For the first time, this interpretation is constrained by thermal data. The thermochronological data indicate that the maximal burial in the Jaca and Ainsa basin fill did not exceed the temperature of the top of the PAZ, or not during a sufficient time to allow for complete AFT reset. This major result is very different from that of Holl & Anastasio (1995) who proposed a burial depth of the Hecho Group turbidites of up to 11 km from the study of

clay mineralogy. Our approach allows tracking the evolution of the resetting level in the foreland basin which clearly shows a southward decrease. On the studied transect, the limit between the partial resetting and the no/very weak resetting is well marked by the Oturia thrust. To the north (hangingwall), the lower-middle Eocene Hecho Group turbidites are partially reset, and thus were buried between  $\approx 60^{\circ}\text{C}$  and  $\approx 120^{\circ}\text{C}$  (or more if the maximal temperature was not too high above  $120^{\circ}\text{C}$  and was maintained for a period of time too short to have generated a total reset). Assuming an average geothermal gradient of  $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ , this temperature interval corresponds to a burial depth comprised between 3 km and 5 km (or more if the temperature was higher than  $120^{\circ}\text{C}$ ). To the south of the Oturia thrust, the upper Eocene-lower Oligocene coastal and continental series in the footwall are not or very weakly reset, corresponding to a burial depth lower than 3 km.

Despite the conditions of partial reset in the northern part of the Jaca basin, the thermochronological results clearly indicate a late Oligocene-early Miocene cooling event. This is compatible with the scenario proposed by Jolivet *et al.* (2007) of an early (-middle) Miocene exhumation of the southern flank of the Axial Zone by the out-of-sequence Bielsa basement thrust. New seismic profile interpretation and balanced cross-sections of the eastern Jaca basin argument the connection between the Bielsa thrust and the Oturia thrust, implying that the latter was active during the early Miocene. We propose that the cooling of the turbidites begun during the late Oligocene in relation to the Guarga thrust hangingwall uplift and erosion, and continued during the early (-middle) Miocene with the activity of the Bielsa-Oturia thrust.

This result attests of a Burdigalian (-Langhian) out-of-sequence deformation in the foreland basin younger than the sealing of the South-Pyrenean frontal thrust during the Aquitanian (-Burdigalian), which is classically considered to mark the end of the Pyrenean compression.

### III.9. References

- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990) *Basin Analysis Principles and Applications*. Blackwell, Oxford.
- ARENAS, C. (1993) Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental). PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Spain.
- ARENAS, C., MILLAN, H., PARDO, G. & POCOVÍ A. (2001) Ebro basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (northeastern Iberia): Controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13, 65-89.
- BABAULT, J., VAN DEN DRIESCHE, J., BONNET, S., CASTELLTORT, S. & CRAVE, A. (2005) Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- BACHU, S., RAMON, J.C., VILLEGAS, M.E. & UNDERSCHULTZ J.R. (1995) Geothermal regime and thermal history of the Llanos Basin, Colombia, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 116-129.
- BARBARAND J., CARTER A., WOOD I. & HURFORD T. (2003a) Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198, 107-137.
- BARBARAND, J., CARTER, A. & HURFORD, T. (2003b) Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chemical Geology*, 198, 77-106.
- BARNOLAS, A. & CHIRON, J.C. (1996) *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1: Introduction, Géophysique, Cycle hercynien*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France & Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, España.
- BARNOLAS, A., SAMSO, J. M., TEIXELL, A. & ZAMORANO, M. (1991) *Evolucion sedimentaria entre la cuenca de Tremp-Graus y la cuenca de Jaca-Pamplona*. Libro-Guia Excursion, 1, I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic, España.
- BARNOLAS, A. & TEIXELL, A. (1992) La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de antepais marina profunda con sedimentacion carbonatica en el margen distal. The southern Pyrenees Jaca Basin as an example of a deep-sea foreland with carbonate sedimentation on the distal margin. *Actas del Congreso Latinoamericano de Geologia*, 8, 39-47, Salamanca, Spain.



- BARNOLAS, A. & TEIXELL, A. (1994) Platform sedimentation and collapse in a carbonate dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22, 1107-1110.
- BEAUMONT, C., MUÑOZ, J. A., HAMILTON, J. AND FULLSACK, P. (2000) Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105, 8121-8145.
- BRANDON, M.T. (2002) Decomposition of mixed age distributions using Binomfit. *On Track*, 24, 13-18.
- BRAUN, J., VAN DER BEEK, P. & BATT, G. (2006) *Quantitative thermochronology; numerical methods for the interpretation of thermochronological data*. Cambridge University Press, New York.
- BURTNER R., NIGRINI A. & DONELICK R.A. (1994) Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78. 1613-36.
- CAJA, M. A., MARFIL, R., GARCIA, D., REMACHA, E., MORAD, S., MANSURBEG, H., AMOROSI, A., MARTINEZ-CALVO, C. & LAHOZ-BELTRA, R. (2009) Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin. *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00405.x
- CASAS, A.M., OLIVA, B., ROMAN-BERDIEL, T. & PUEYO E. (2003) Basement deformation: Tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial Zone, central Pyrenees), *Geodynamica Acta*, 16, 99-117.
- CAMARA, P. & KLIMOWITZ, J. (1985) Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental pirenaica. *Estudios geológicos*, 41, 391-404.
- CARLSON, W.D., DONELICK, R.A. & KETCHAM, R.A. (1999) Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American Mineralogist*, 84. 1213-1223.
- CHOUKROUNE, P. & MATTAUER, M. (1978) Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec les modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*, XX, 689-700.
- CROWLEY, K. D., CAMERON, M. & SCHAEFER, R. L. (1991) Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 55, 1449-1465.
- DAS GUPTA, K. & PICKERING, K. T. (2008) Petrography and temporal changes in petrofacies

- of deep-marine Ainsa-Jaca basin sandstone systems, Early and Middle Eocene, Spanish Pyrenees. *Sedimentology*, 55, 1083-1114.
- CONEY, P.J., MUÑOZ, J.A., McCLAY, K.R. & EVENCHICK, C.A. (1996) Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society, London*, 153, 9-16.
- DEBROAS E.J. (1990) Le flysch noir albo-cénomane témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, 273-286.
- DEMING, D. (1994) Fluid flow and heat transport in the upper continental crust. In: *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins* (ed. by Parnell, J.), Geological Society Special Publication, 78, 27– 42, London.
- DONELICK R.A. (1993) *A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite*. Patent 5267274, U.S.A
- DONELICK R.A. (1995) *A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite*. Patent 658800, Australia.
- DONELICK, R. A., O'SULLIVAN, P. B. & KETCHAM, R. A. (2005) Apatite fission-track analysis. *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*, 58, 49-94.
- FITZGERALD, P. G., SORKHABI, R. B., REDFIELD, T. F. & STUMP, E. (1995) Uplift and denudation of the central Alaska Range; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100, 20175-20191.
- FITZGERALD P.G., MUÑOZ J.A., CONEY P.J. & BALDWIN S.L. (1999) Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implication for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 173, 157-170.
- GALBRAITH, R.F. (1990) The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 207-214.
- GALBRAITH, R.F. & GREEN, P.F. (1990) Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 197-206.
- GALBRAITH, R.F. & LASLETT, G.M. (1993) Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21, 459-470.
- GALLAGHER, K., BROWN, R. & JOHNSON, C. (1998) Fission track analysis and its applications

- to geological problems. *Annual Review of Earth And Planetary Sciences*, 26, 519-572.
- GIBSON, M., SINCLAIR, H. D., LYNN, G. J. & STUART, F. M. (2007) Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modeling. *Basin Research*, 19, 323-334.
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R. & LASLETT, G. M. (1985) Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 10, 323-328.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1990) *A Geologic time scale 1989*. Cambridge University Press.
- HOGAN, P. J. & BURBANK, K. D. W. (1996) Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: *Tertiary Basins of Spain* (Ed. by P.F. Friend and C.J. Dabrio), 153-160, Cambridge University Press.
- HOLL, J. E. & ANASTASIO, D. J. (1995) Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology*, 17, 357-369.
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. (1983) The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 1, 285-317.
- HURFORD, A. J. (1990a) International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 233-36.
- HURFORD, A. J. (1990b) Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology*, 80, 171-78.
- HUSSON, L. & MORETTI, I. (2002) Thermal regime of fold and thrust belts; an application to the Bolivian Sub Andean Zone. *Tectonophysics*, 345, 253-280.
- IGME (1987) *Contribucion de la exploracion petrolifera al conocimiento de la geologia de España*. Instituto Geologico i Minero de España, Madrid, España.
- JOLIVET, M., LABAUME, P., MONIÉ, P., BRUNEL, M., ARNAUD, N. & CAMPANI, M. (2007) Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south-Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics*, 26, TC5007, doi:10.1029/2006TC002080.
- LABAUME, P., MUTTI, E., SEGURET, M. & ROSELL, J. (1983) Mégaturbidites carbonatées du basin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bulletin de la Société*

- géologique de France*, 25, 927-941.
- LABAUME, P., MUTTI, E. & SEGURET, M. (1987) Megaturbidites: A depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, 7, 91–101.
- LABAUME, P., SÉGURET, M. & SEYVE, C. (1985) Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, 4, 661-685.
- LACHENBRUCH, A. H. (1970) Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients. *Rev. Phys.*, 6, 365-380.
- LUCAZEAU, F. & LE DOUARAN, S. L. (1985) The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model. Application to the Gulf of Lion and Viking graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 92–102.
- MANCKTELOW, N. S. & GRASEMANN, B. (1997) Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, 270, 167– 195.
- MARTINEZ PEÑA, M. B., GONZALEZ RODRIGUEZ, A. & POCIVI, J. A. (1991) Los cabalgamientos del sur de la Peña Montañesa (Prepirineo, Huesca). Comunicaciones, 210-213, I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic, España.
- MAUREL, O., MONIÉ, P., PIK, R., ARNAUD, N., BRUNEL, M. & JOLIVET, M. (2008) The Mesozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees : an Ar-40/Ar-39 fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs . *International Journal of Earth Sciences*, 97, 565-584.
- METCALF, J.R., FITZGERALD, P.G., BALDWIN, S.L. & MUÑOZ, J.A. (2009) Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 488-503.
- MILLAN GARRIDO, H., PUEYO MORER, E. L., AURELL CARDONA, M., AGUADO LUZON, A., OLIVA MURCIA, B., MARTINEZ PEÑA, M. B. & POCIVI JUAN, A. (2000) Actividad tectonica registrada en los depositos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 13, 279-300.
- MILLAN GARRIDO, H. (2006) *Estructura y cinematica del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas*. Coleccion de Estudios Altoaragoneses, 53, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, Spain.

- MILLAN GARRIDO, H., OLIVA URCIA, B. & POCOVÍ, J. (1996). La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental). *Geogaceta*, 40, 35-38.
- MONTES, M. J. (1992) Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinal del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central). Simposio sobre Geología de los Pirineos, III Congreso Geológico de España, 2, 150-160, Salamanca, España.
- MORRIS, R. G., SINCLAIR, H. D. & YELLAND, A. J. (1998) Exhumation of the Pyrenean orogen: Implications for sediment discharge. *Basin Research*, 10, 69-85.
- MUÑOZ, J.A. (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (Ed. by K. R. McClay), pp. 235-246, Chapman & Hall, London.
- MUTTI, E., SEGURET, M. & SGAVETTI, M. (1988) *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees*. Field Trip 7 guidebook, AAPG Mediterranean Basins Conference, Nice, France (Special Publication of the Institute of Geology of the University of Parma, Parma, Italy).
- NAESER, N.D. (1993) Apatite fission-track analysis in sedimentary basins—a critical appraisal. In: *Basin Modelling: Advances and Applications* (Ed. by A.G. Doré, J.H. Auguston, C. Hermanrud, D.J. Stewart and Ø. Sylta), Norwegian Petroleum Society Special Publication, 3, 147-60, Elsevier, Amsterdam.
- OLIVET, J.L. (1996) Kinematics of the Iberian Plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20, 131-195.
- PARISH M. (1984) A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for the Pyrenean geology. *Journal of Structural Geology*, 6, 247-255.
- PAYROS, A., PUJALTE, V. & ORUE-ETXEBARRIA, X. (1999) The South-Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology*, 125, 165-194.
- POBLET, J. & HARDY, S. (1995) Reverse modeling of detachment folds - Application to the Pico-del-Aguila anticline in the South-Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 1707-1724.
- POCOVÍ, A., MILLAN, H., NAVARRO, J. J. & MARTINEZ, M. B. (1990) Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta*, 8, 36-39.

- PUIGDEFABREGAS, C. (1975) La sedimentation molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.
- PUIGDEFABREGAS, C., & SOLER, M. (1973) Estructura de las Sierras Exteriores Pirinaicas en el corte del Rio Gallego (prov. de Huesca). *Pirineos*, 109, 5-15.
- PUIGDEFABREGAS, C. & P. SOUQUET (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- REMACHA, E., ARBUÉS, P. & CARRERAS, M. (1987) Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiñanigo. *Boletín Geológico y Minero*, 98, 40-48.
- REMACHA, E., GUAL, G., BOLAÑO, F., ARCURI, M., OMS, O., CLIMENT, F., CRUMEYROLLE, P., FERNÁNDEZ, L.P., VICENTE, J.C. & SUÁREZ, J. (2003) *Sand-rich turbidite systems of the Hecho Group from slope to the basin plain. Facies, stacking patterns, controlling factors and diagnostic features*. Geological Field Trip n. 12, South-Central Pyrenees, AAPG International Conference and Exhibition, Barcelona, Spain.
- ROEST, W.R., & SRIVASTAVA, S.P. (1991) Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the north Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERAŠTEGUI, X. ET AL. (1989) ECORS deep seismic data and balanced cross-sections - geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- SEGURET, M. (1972) *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, série géologie structurale, 2, Montpellier, France.
- SINCLAIR, H. D., GIBSON, M., NAYLOR, M. & MORRIS, R. G. (2005) Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305, 369-406.
- SUPPE, J. (1983) Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*. 283, 684-721.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D.A. (1990) Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83, 409-454.
- TEIXELL, A. (1990). Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, 241-249.

- TEIXELL, A. (1994) *Mapa Geologico de España (1:50.000), hoja de Jaca (176)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- TEIXELL, A. (1996) The Anso transect of the southern Pyrenees: Basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society*, 153, 301-310.
- TEIXELL, A. (1998) Crustal structure and orogenic material budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.
- TEIXELL, A. & GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1995) Estructura del sector central de la cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). Structure of the central sector of the Jaca Basin, southern Pyrenees. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 8, 215-228.
- VERGÉS, J., MILLAN, H., ROCA, E., MUÑOZ, J.A., MARZO, M., CIRÉS, J., DEN BEZEMER, T., ZOETEMEIJER, R. & CLOETINGH, S. (1995) Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 893-915.
- VERGÉS, J., FERNÁNDEZ, M. & MARTÍNEZ, A. (2002) The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57 - 76.
- VINCENT, S.J. (2001) The Sis palaeovalley: a record of proximal alluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology*, 48, 1235-1276.
- ZEYEN, H. & FERNANDEZ, M. (1994) Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotransect. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99, 18089-18102.

### III.10. Figure captions

**Figure 1:** A. Structural sketch of the Pyrenean orogen (simplified after Teixell, 1996). White frame: location of the study area (detailed in Fig. 2); white line: section in B; ECORS: deep seismic reflection profile. Thrusts: ECT, Eaux-Chaudes; GT: Gavarnie; JT : Jaca ; LKT: Lakoura; LT: Larra; MPT: Monte Perdido; PT : Pierrefitte. Anticlines : BA: Boltaña; FBA: Foz de Binies; IA: Illon. Granite massifs: Bd: Bordère-Louron; Bs: Bielsa; Br: Barruera; MI: Maladeta; Nv: Néouvielle. B. N-S structural cross-section of the South-Pyrenean belt (simplified after Jolivet *et al.*, 2007).

**Figure 2:** Detailed geological map of the study area (location in Fig. 1). Data compiled from maps published by IGME, BRGM, Puigdefàbregas (1975) and Millán Garrido (2006), complemented with additional field studies. White circles: apatite fission track samples; black circles in the Bielsa and Néouvielle granites: apatite fission track samples from Jolivet *et al.*, (2007) cited in the text; red lines: cross-sections (CS) in Fig. 5; black lines: seismic reflection profiles in Fig. 6B; derrick symbol: drill-holes in Fig. 6A. 1: pre-Permian (Hercynian) basement, including Hercynian granites (in red; mostly migmatites in the Gavarnie window); 2: comprehensive Permo-Triassic to the NE (Bielsa massif), Triassic Muchelkalk and Keuper facies to the south; 3: platform carbonates; 4: continental (Garumnian) facies; 5: platform carbonates (including the Alveolina limestone); 6: Hecho Group turbidites; 7: Guara and Boltaña platform limestones; 8: Larrés marls; 9: Sabiñanigo sandstone (delta); 10: Arguis-Pamplona marls; 11: Belsué-Atarés Formation (delta); 12: Campodarbe Group (fluvial-alluvial); 13: Uncastillo Formation (fluvial-alluvial).

**Figure 3.** Chrono-stratigraphic diagram of the Jaca basin filling along a north-south section across the eastern part of the Jaca basin (corresponding to sections 3, 4 and 5 in Fig. 5). Time scale after Harland *et al.*, (1990).

**Figure 4:** Synthesis table presenting the duration of the tectonic activity of major structures of the Jaca basin and External Sierras, compiled from previous studies of tectonics-sedimentation relationships. 1 : Puigdefàbregas (1975); Mutti *et al.*, (1988); Martinez Peña *et al.* (1991); 2: Montes (1992); 3: Puigdefàbregas (1975); Teixell (1994); Teixell & Garcia



Sansegundo (1995); 4: Poblet et Hardy (1995); 5: Puigdefábregas & Soler (1973); Pocovi *et al.* (1990); Teixell & Garcia Sansegundo (1995); Millàn Garrido *et al.* (2000); Millàn Garrido (2006); 6: Pocovi *et al.* (1990); 7: Hogan & Burbank (1996); 8: Millàn Garrido *et al.* (2000).

**Figure 5:** Balanced cross-sections of the NW Ainsa basin (1, 2) and Jaca basin (3, 4, 5; see Fig. 2 for location). Surface data compiled from maps published by IGME, BRGM, Puigdefábregas (1975) and Millàn Garrido (2006), complemented with additional field studies. Sub-surface data (drill-holes and seismic reflection lines) from IGME (see details in Fig. 6). Stars: apatite fission track samples with stratigraphic age in green and fission track central age in red (blue stars: samples analyzed in this study; black stars: samples of the Bielsa granite from Jolivet *et al.*, 2007).

**Figure 6:** Sub-surface data used to constrain the balanced cross-sections presented in Fig. 5 (see Fig. 2 for location). A. Well logs of Broto, Serrablo 1, 4, 9 and San Vicente 1 (IGME, 1987). B. Line drawings of seismic reflexion lines JAT47, JAT97 and JAT95 ([http://www.igme.es/internet/sigeof/inicio\\_spa.html](http://www.igme.es/internet/sigeof/inicio_spa.html)).

**Figure 7:** A. Principles of the apatite fission track thermochronology applied to a foreland and thrust belt setting (modified after Braun *et al.*, 2006). In the source area, rocks are progressively exhumed towards the surface, through the Partial Annealing Zone (PAZ), then they are eroded and deposited in the foreland basin. The cooling age ( $t_c$ ) indicates the time at which the sample crossed the upper boundary of the PAZ. In the thickest part of the foreland basin, apatite grains from the layers 1, 2-3 and 4 are totally, partially and not reset, respectively. The transport time being negligible, the depositional age ( $t_d$ ) is equal to the age of exposure at the surface ( $t_e$ ); B. Significance of detrital apatite fission track ages. Variations of the apatite single-grain ages spreading according to the resetting level, plotted on radial diagrams (Galbraith, 1990) and compared to the sample depositional age (green line).

**Figure 8:** Apatite fission track data expressed as radial diagrams (central column; Galbraith, 1990), and corresponding statistical decomposition of single-grain age distribution into a set of component distributions with the BinomFit® software (right column; Brandon, 2002), using the binomial “peak-fitting” method of Galbraith & Green (1990) and Galbraith &

Laslett (1993). Apatite fission track results are plotted against a synthetic stratigraphic column of the Axial Zone and Jaca basin (modified from Caja *et al.*, 2009, for the Hecho Group turbidites). Dashed lines indicate either the sample depositional age (for sediments) or crystallization age (for granitic rocks). Sample location: see Figs. 2 and 5.

**Figure 9:** Diagram showing the evolution of the sample depositional ages, apatite fission track central ages and mean ages of the statistically most representative single-grain age population on the N-S transverse of the study area (see sample location in Figs. 2 and 5, and apatite fission track data in Fig. 8).

**Figure 10:** Relation between the  $D_{par}$  measurement and the apatite single-grain ages in a selection of partially (OR16, CT2, OT11, OT7) and not reset (OT5, SE5) samples (see sample location in Figs. 2 and 5, and apatite fission track data in Fig. 8). On each grain, twenty measurements have been performed.

**Figure 11:** Model of thermo-tectono-stratigraphic evolution of the Jaca basin, corresponding to the step-by step restoration of the cross-section 4 (Fig. 5; see this figure for stratigraphic legend and labels of apatite fission track samples). A) Initial cross-section restored at the top of the Paleocene carbonates; the flexure is not represented, resulting in the southward dip of the post-carbonate clastic succession. Sections B, C, D and E represent the Jaca basin at 37 Ma (end of the Eaux-Chaudes – Monte Perdido thrusting stage), 28 Ma (end of the Gavarnie thrusting stage), 20 Ma (end of the Guarga thrusting stage) and (?)15 Ma (end of the Bielsa thrusting stage), respectively. At each stage, the name of the active thrust(s) is represented in red. 1, 2, 3: topography of the previous stages, giving estimation of the eroded surfaces. Blue and red dashed lines: isotherms 60°C and 120°C, respectively, corresponding to the boundaries of the apatite fission tracks Partial Annealing Zone (PAZ); black stars in A: apatite fission track sample location; red and blue stars in other sections: samples located above and below the lower boundary of the PAZ, respectively. The paleo-geothermal gradient assumed is of 25°.km<sup>-1</sup> (see discussion in the text).

**Table 1:** Apatite fission track results. The apatite grains were mounted on glass slides using epoxy glue and polished. Samples were etched in 6.5% HNO<sub>3</sub> for 45 s at 20°C to reveal the

spontaneous fission tracks, before being irradiated with a neutron flux of  $1.0 \times 10^{16}$  neutrons  $\text{cm}^{-2}$  (Oregon State University). The external detector method (Hurford, 1990a and b) was used for the age determination with micas as external detectors. These were etched in 40% HF for 40 min at 20°C to reveal the induced tracks. The ages were calculated following the method recommended by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommittee on Geochronology (Hurford, 1990a and b) using the zeta calibration method (Hurford and Green, 1983) and the Trackkey software (Dunkl, University of Tuebingen). CN5 glass was used as dosimeter with a zeta factor of  $342.66 \pm 6.67$  (F. Meresse), obtained on both Durango and Mt Dromedary apatite standards. Fission tracks were counted on a Zeiss Axioplan microscope, using a magnification of 1250 under dry objectives.

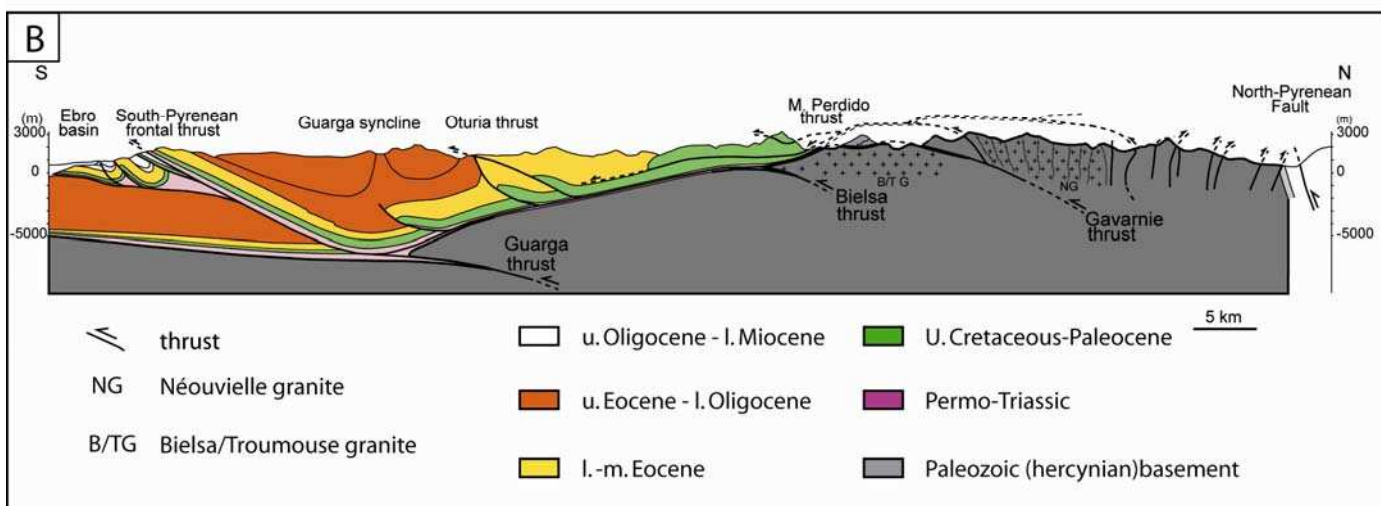
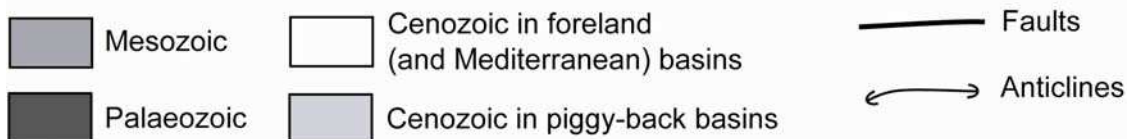
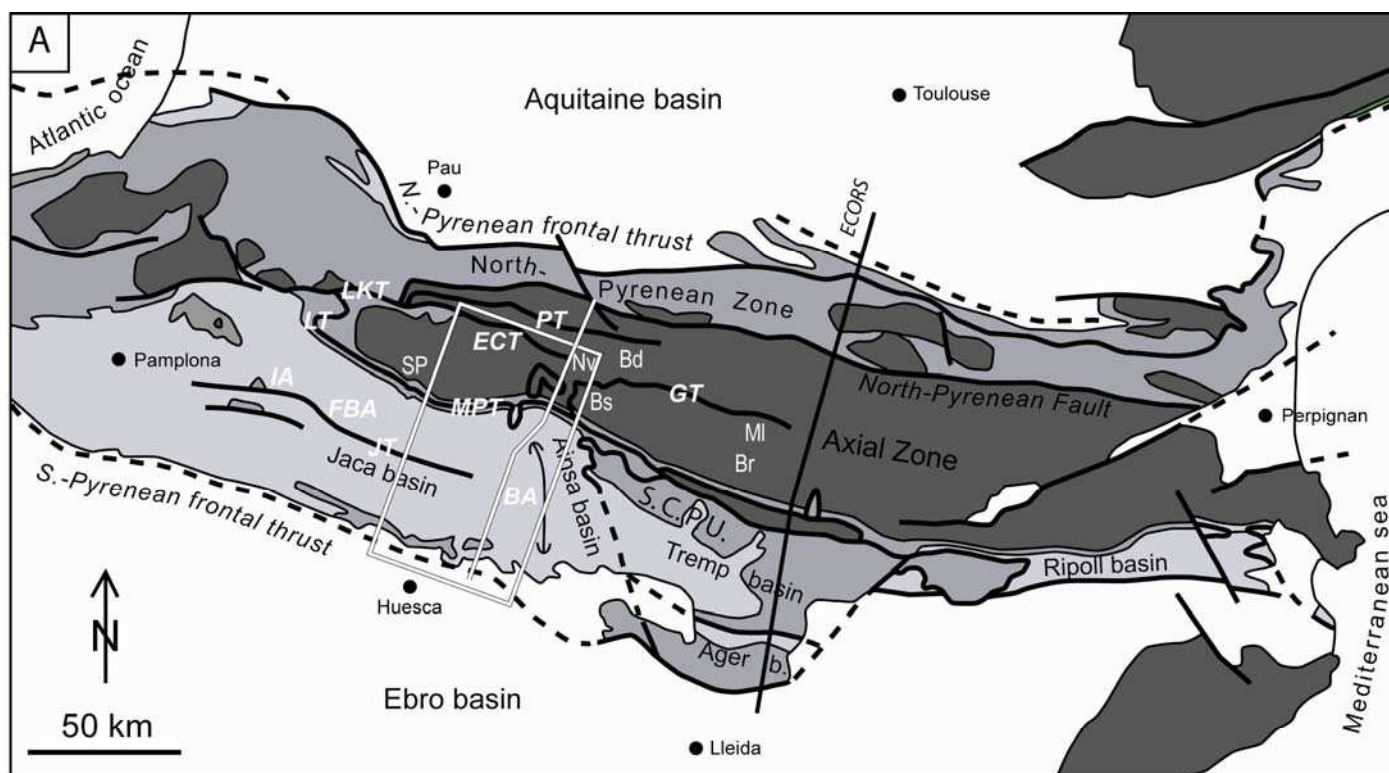


Figure 1 - Meresse et al.

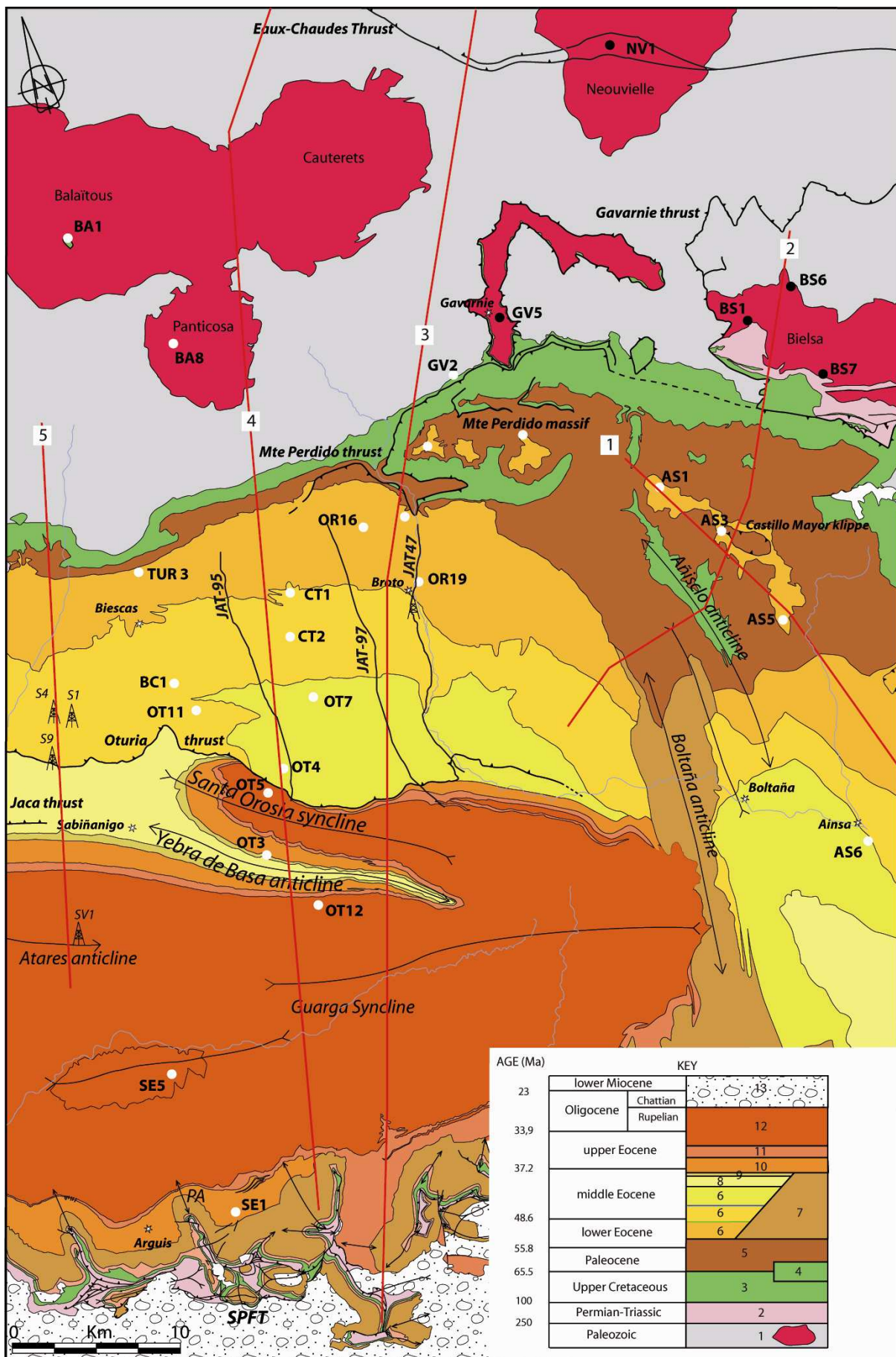


Figure 2 - Meresse et al.



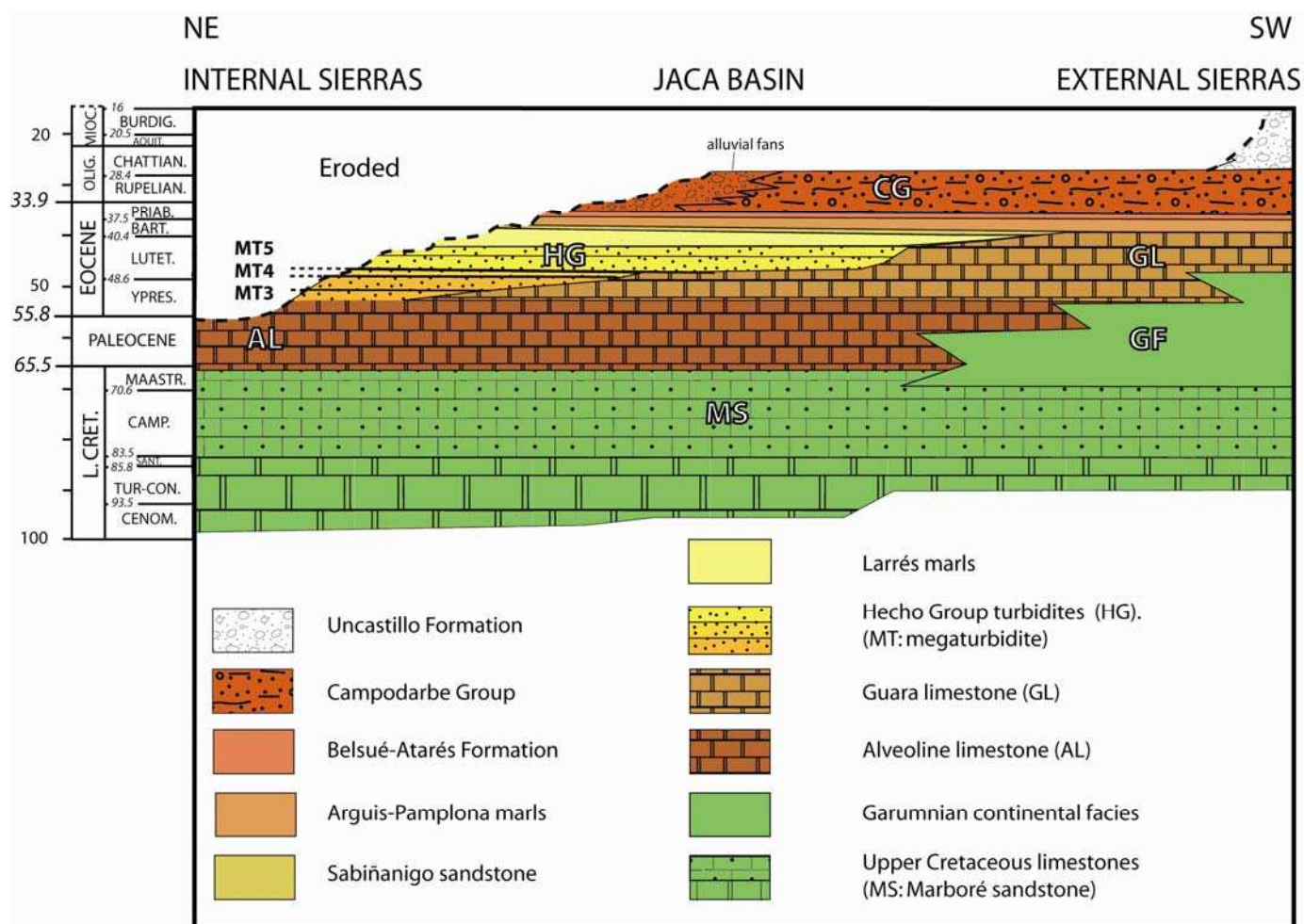


Figure 3 - Meresse et al.

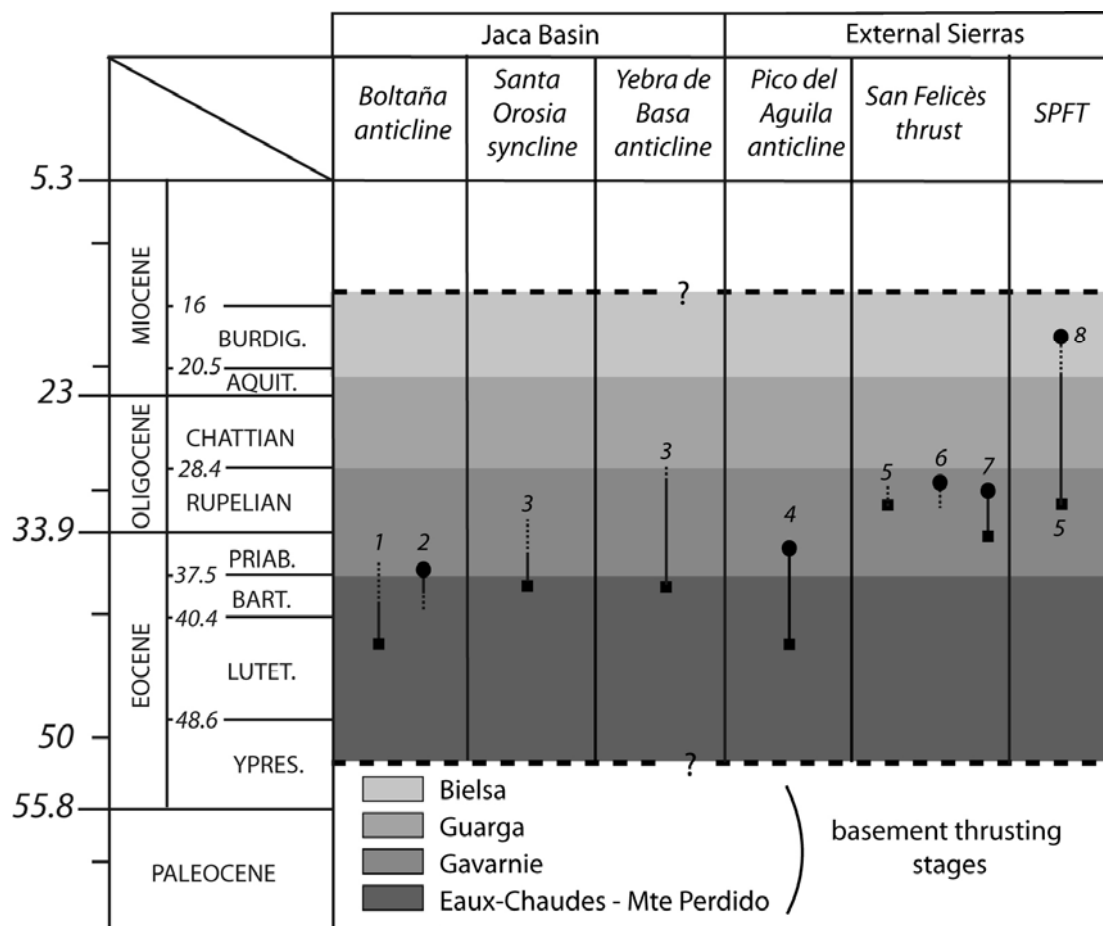


Figure 4 - Meresse et al.

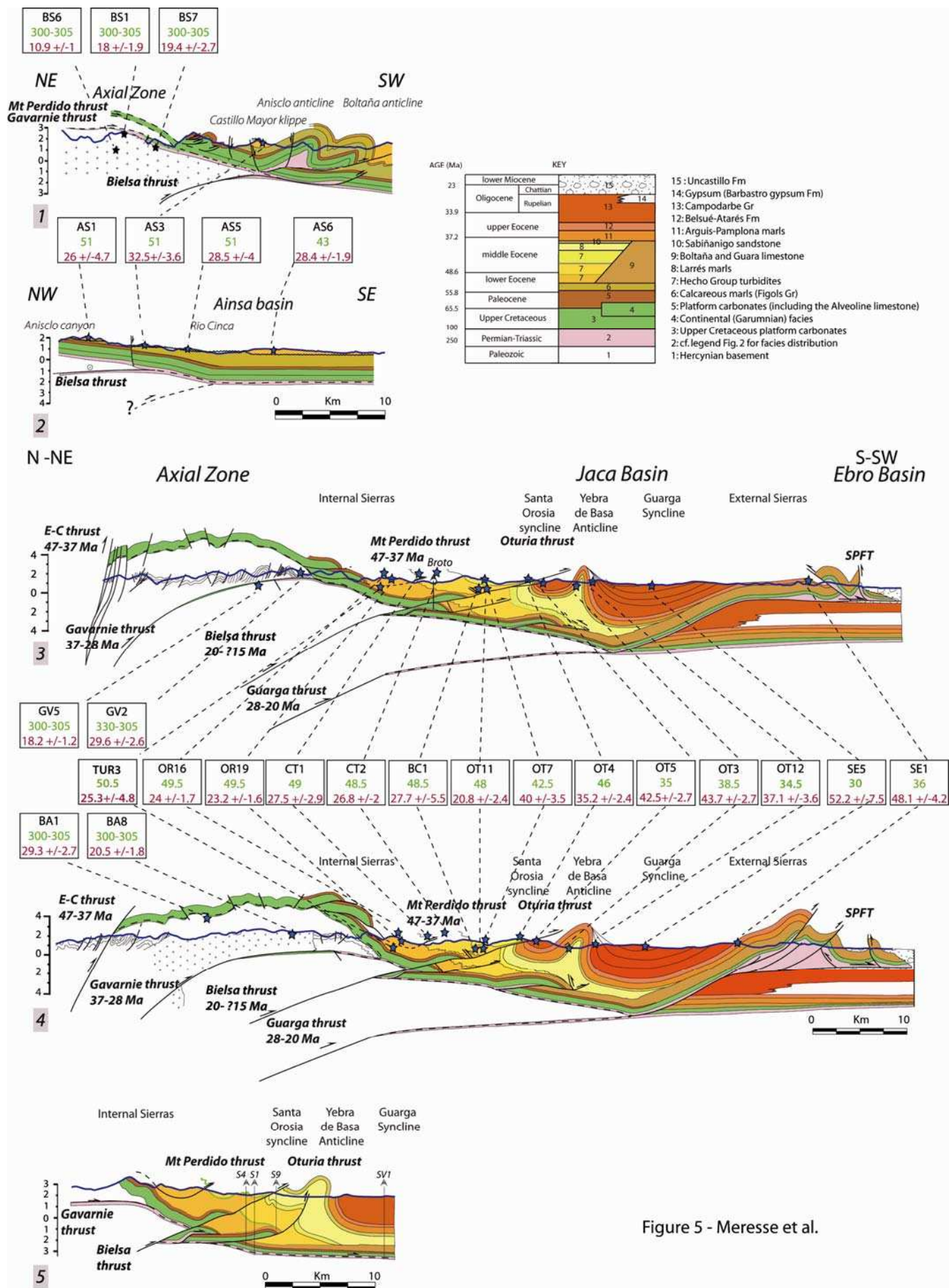


Figure 5 - Meresse et al.





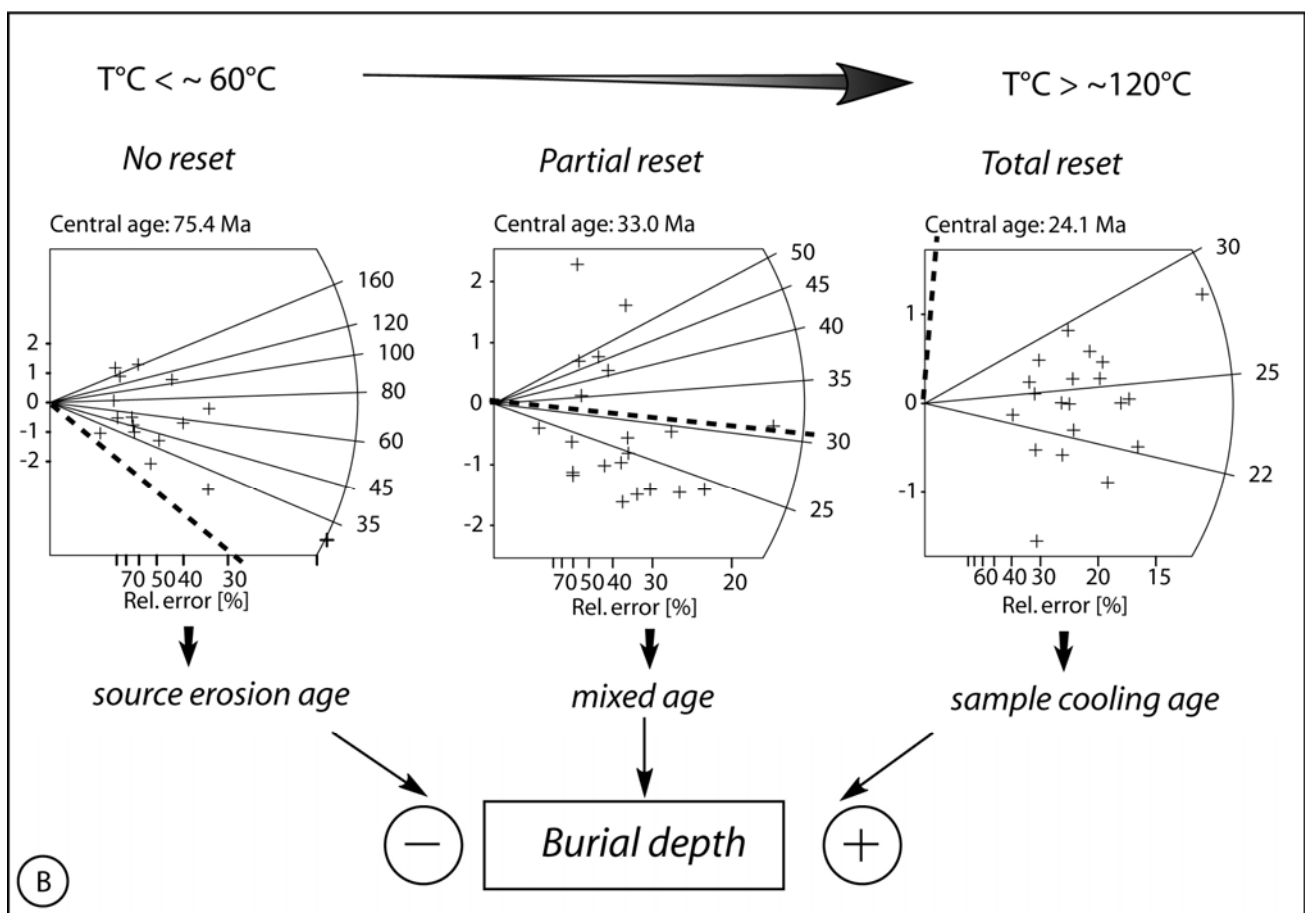
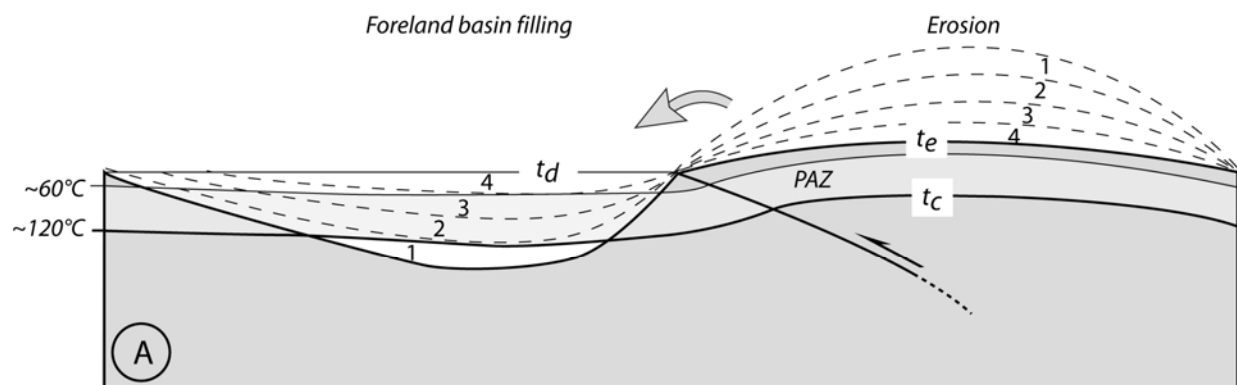


Figure 7 - Meresse et al.

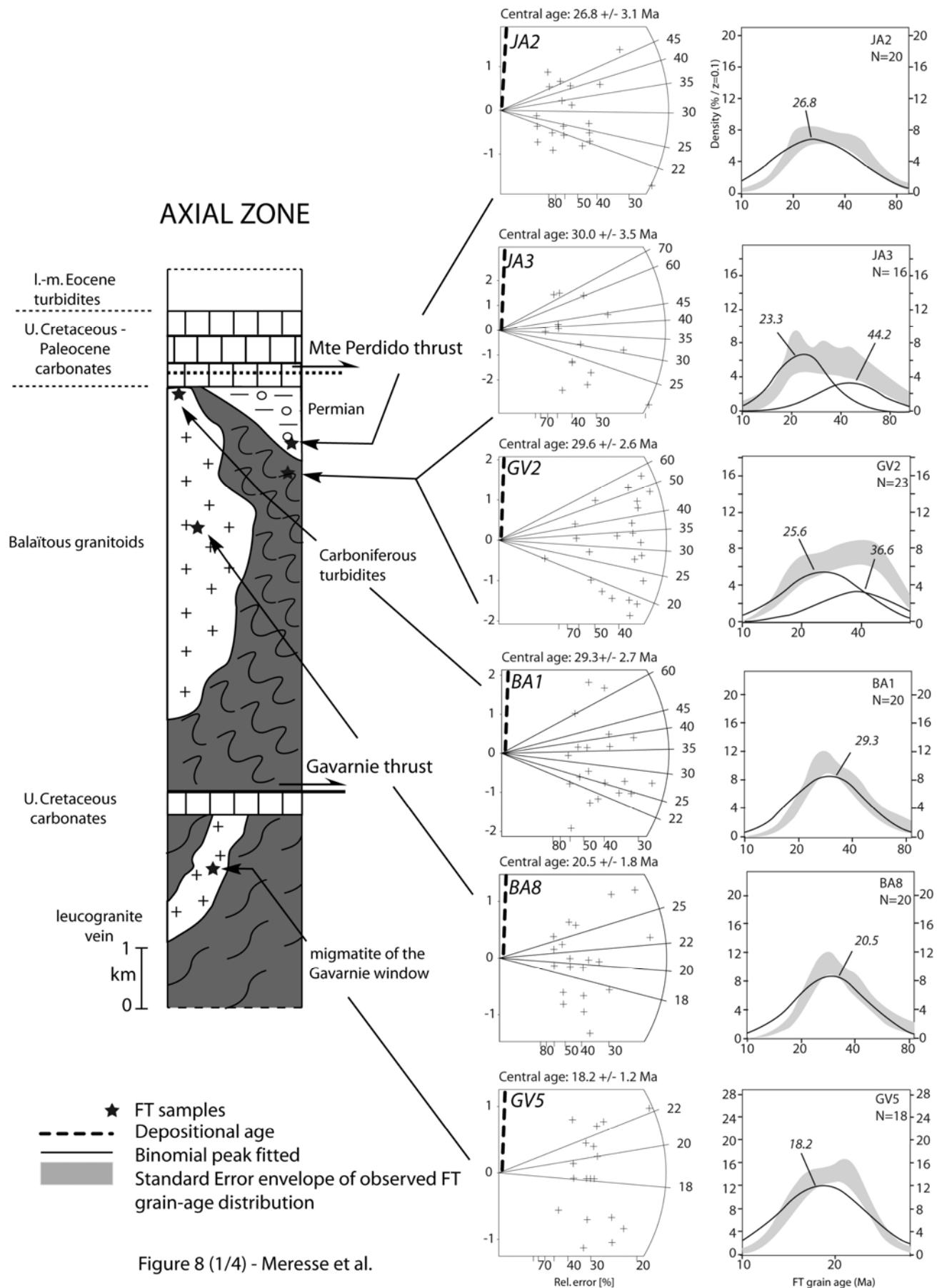


Figure 8 (1/4) - Meresse et al.

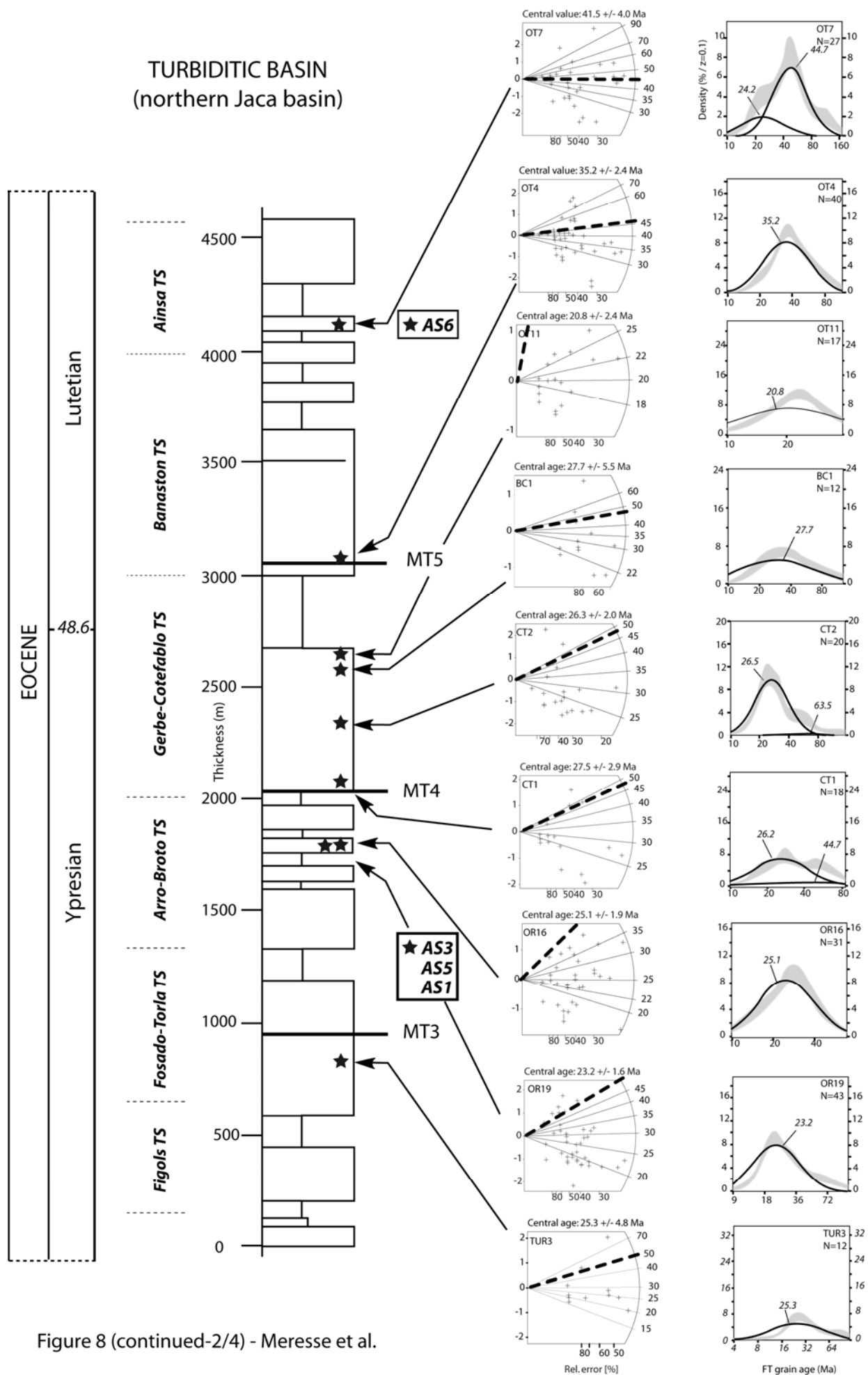


Figure 8 (continued-2/4) - Meresse et al.

## TURBIDITIC BASIN (NW Ainsa basin)

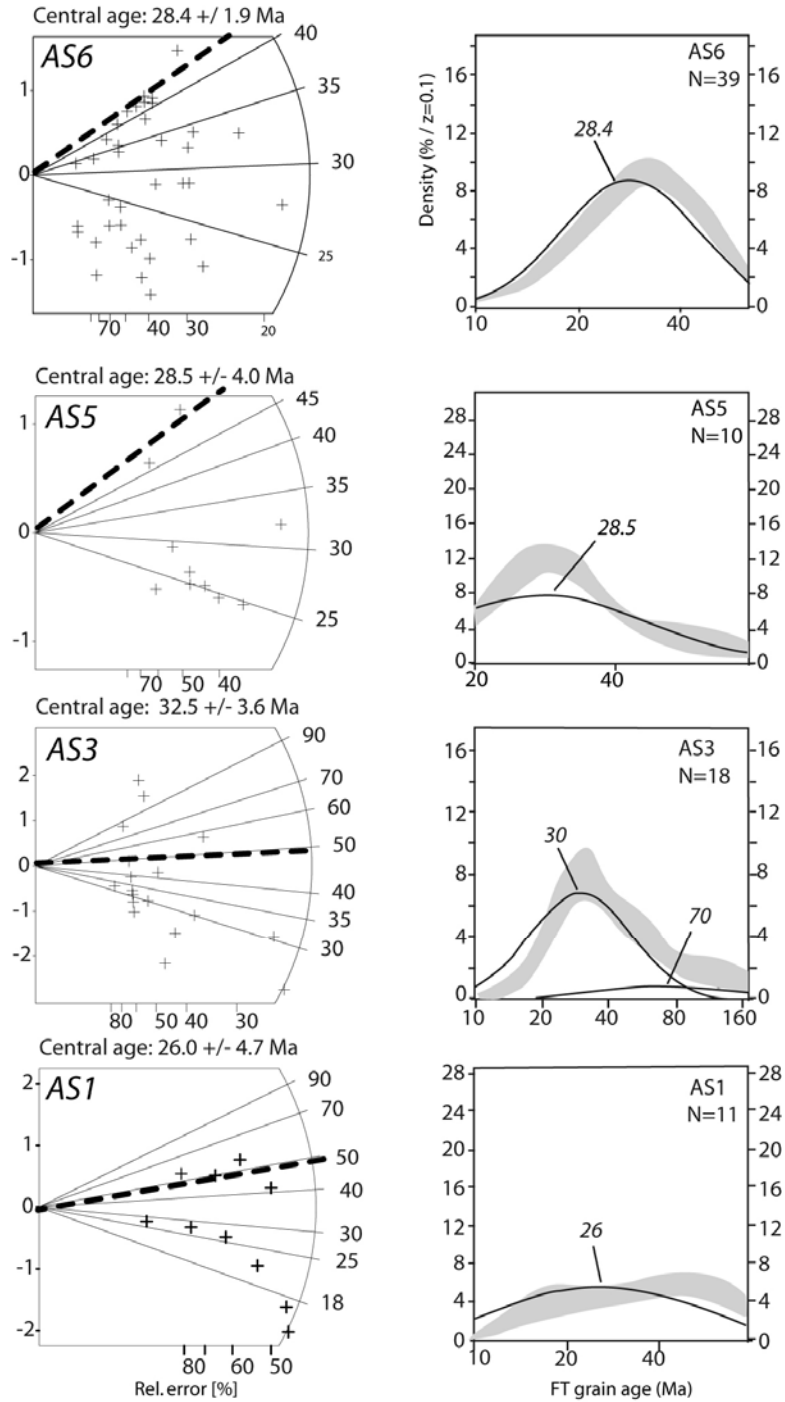


Figure 8 (continued-3/4) - Meresse et al.

# COASTAL - CONTINENTAL BASIN (southern Jaca basin)

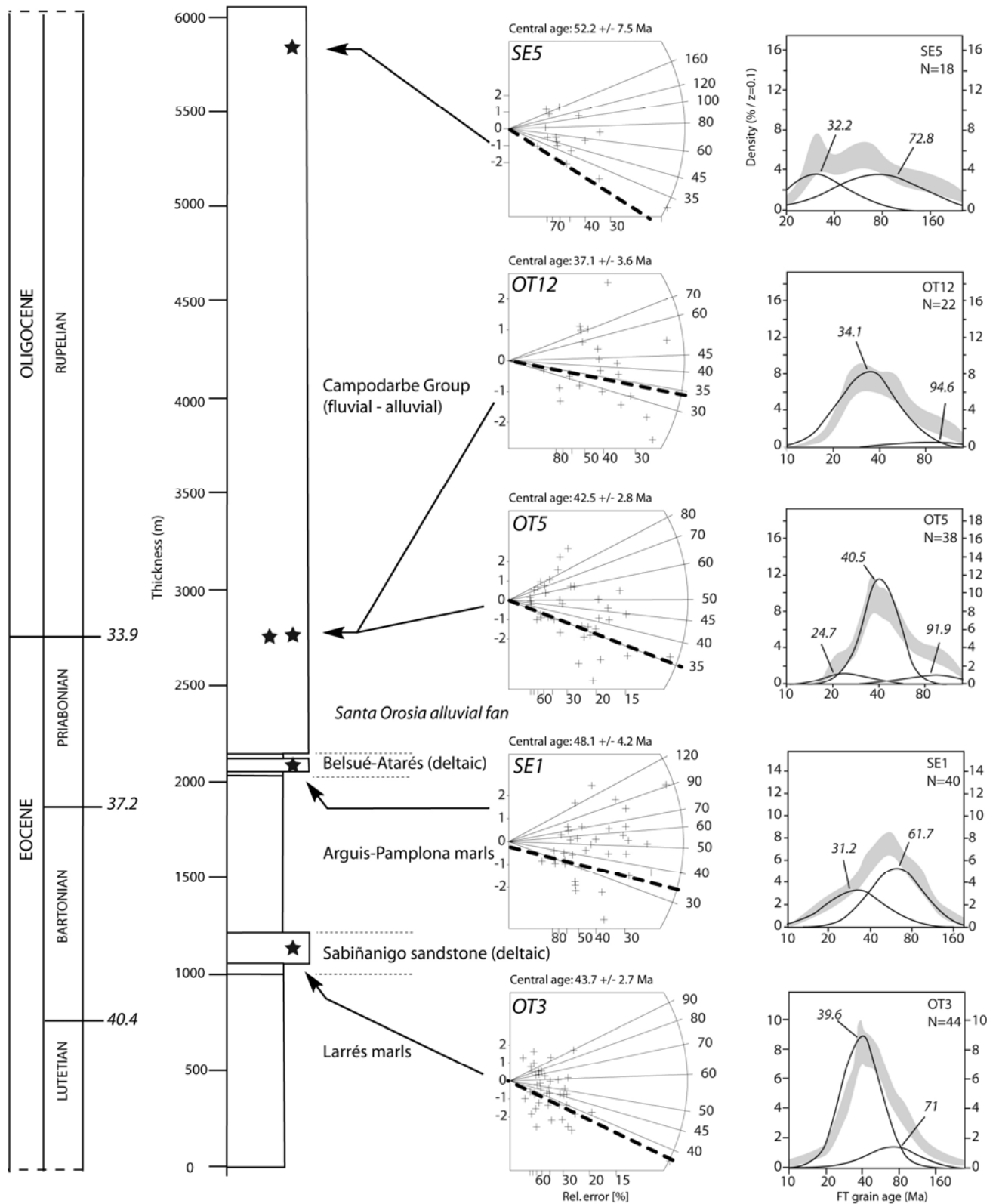


Figure 8 (continued-4/4) - Meresse et al.

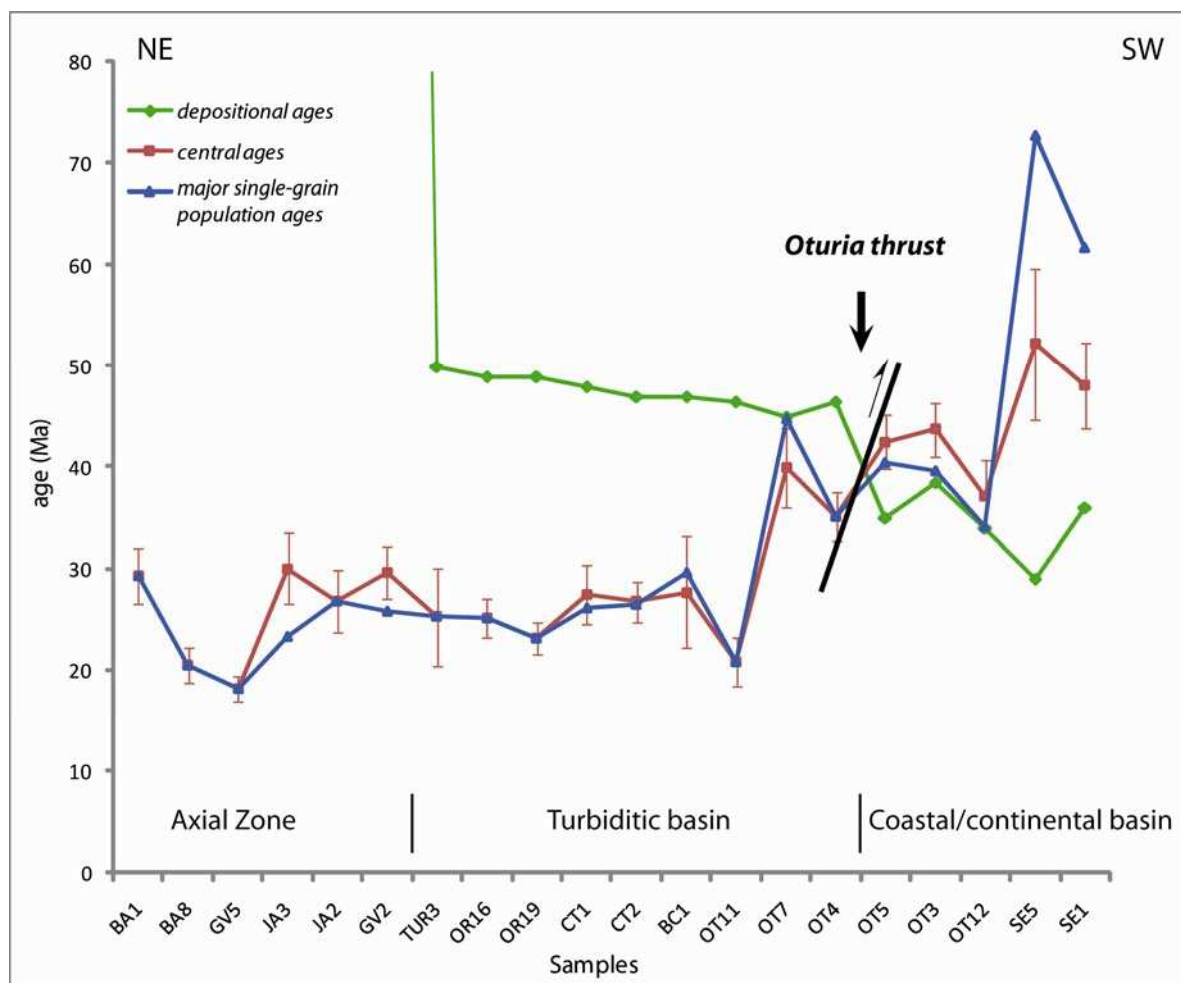


Figure 9. Meresse et al.

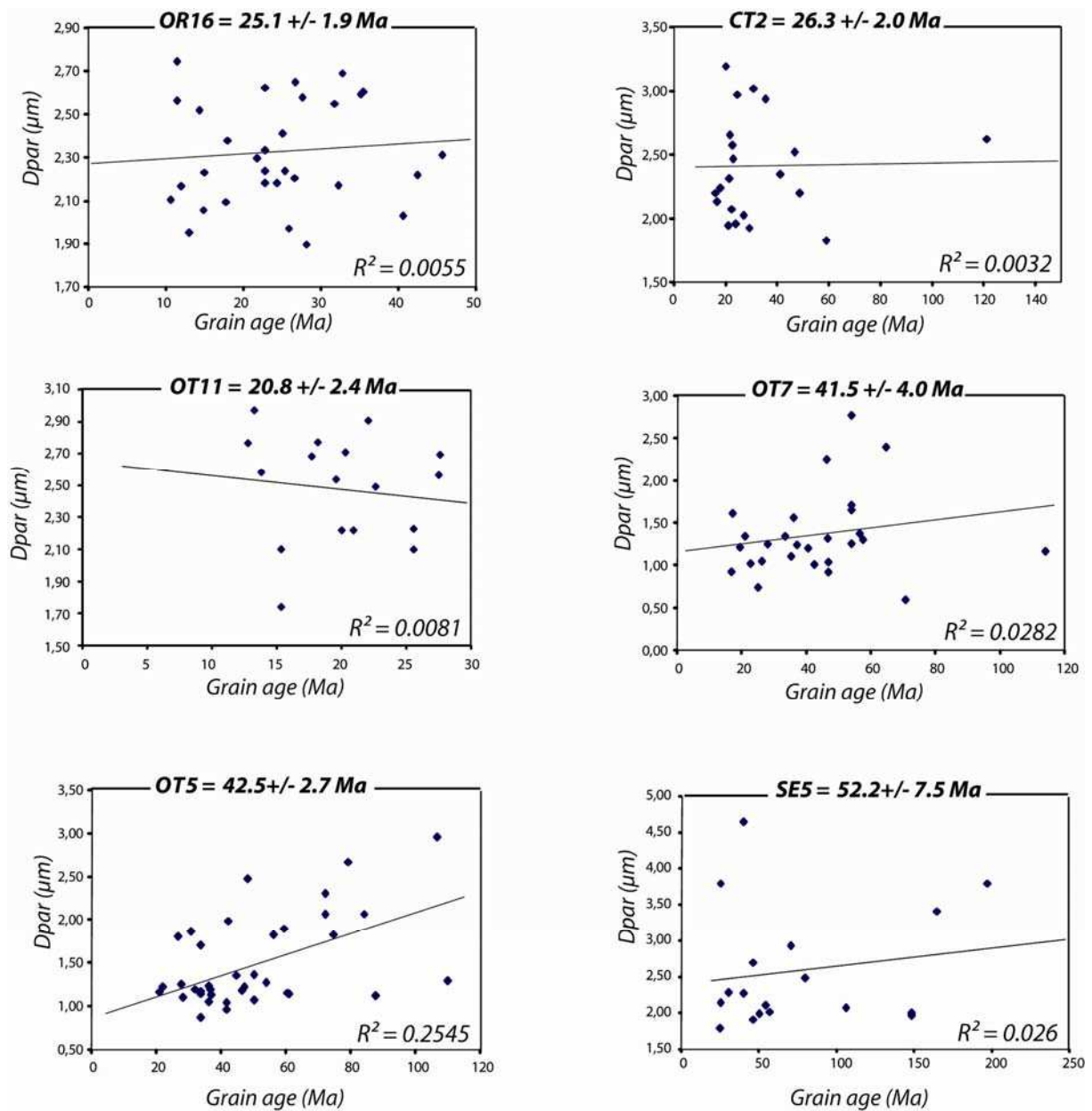
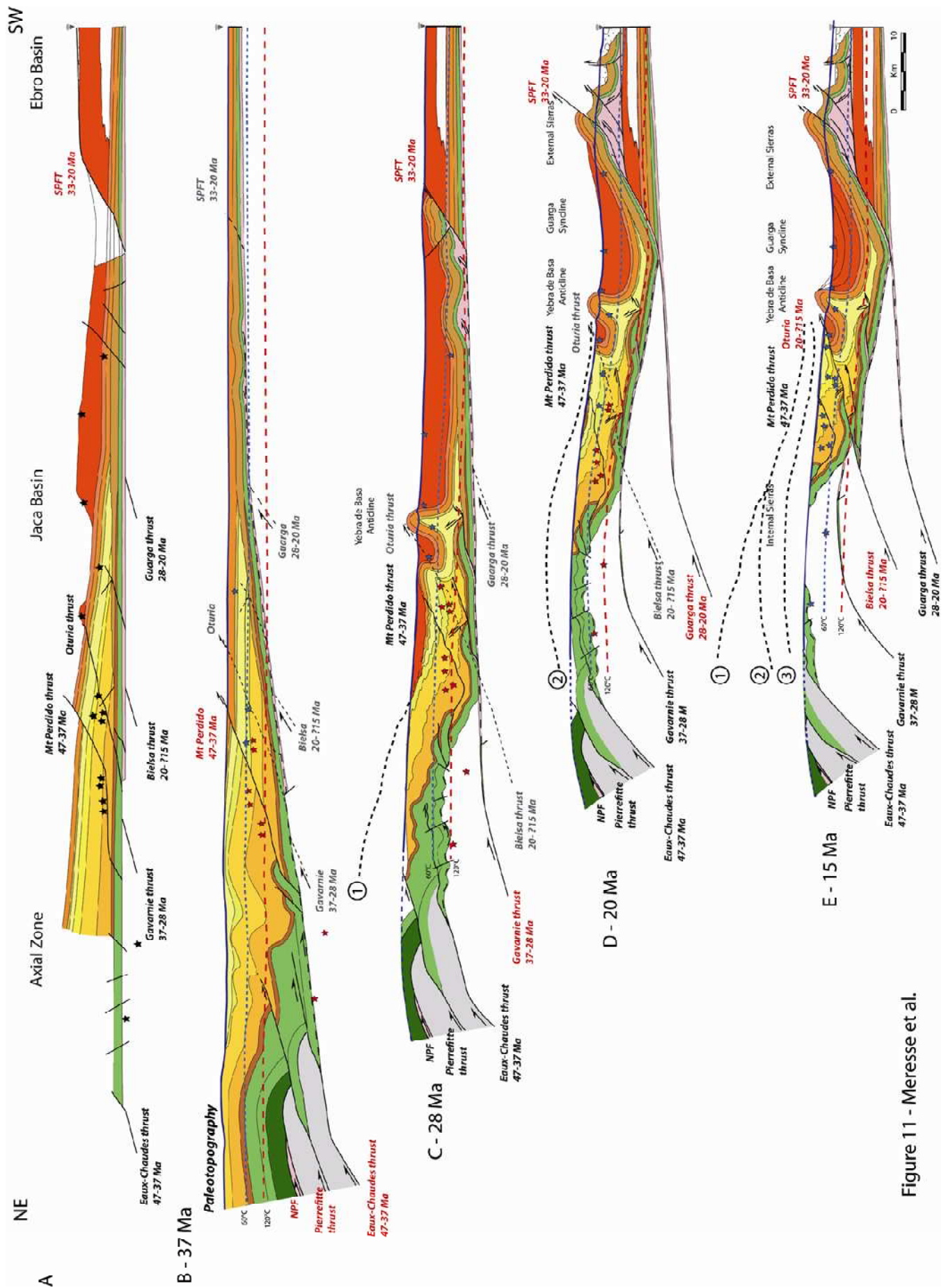


Figure 10 - Meresse et al.





| Sample | Latitude       | Longitude     | Altitude<br>(m) | N  | $\rho d \times 10^5$<br>(counted) | $\rho s \times 10^5$<br>(counted) | $\rho i \times 10^5$<br>(counted) | [U]   | $P(\chi^2)$ | Var<br>(%) | FT age<br>( $\pm 2\sigma$ ) | Dpar |
|--------|----------------|---------------|-----------------|----|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------|-------------|------------|-----------------------------|------|
| BA1    | N42°50'20 ''   | W0°17'25.7''  | 3137            | 20 | 14.14<br>(8282)                   | 2.24 (136)                        | 18.52 (1123)                      | 14.9  | 42.45       | 1          | 29.3 $\pm$ 2.7              | 2.10 |
| BA8    | N42°45'15.3 '' | W0°14'22.0''  | 1614            | 20 | 13.87<br>(8282)                   | 2.43 (156)                        | 28.13 (1806)                      | 24.51 | 98.06       | 0          | 20.5 $\pm$ 1.8              | 2.10 |
| GV2    | N42°42'39.0''  | W0°03'25.4''  | 2212            | 23 | 13.63<br>(12288)                  | 3.4 (172)                         | 25.84 (1308)                      | 22.69 | 34.46       | 14         | 29.6 $\pm$ 2.6              | —    |
| GV5    | N42°43'59.8''  | W0°00'32.5''  | 1388            | 18 | 12.34<br>(10996)                  | 6.05 (245)                        | 66.82 (2706)                      | 64.3  | 97.53       | 0          | 18.2 $\pm$ 1.2              | 2.00 |
| JA2    | N42°47'45.5''  | W0°31'26.8''  | 1632            | 20 | 10.92<br>(7145)                   | 1.95 (91)                         | 13.58 (634)                       | 17.72 | 93.19       | 2          | 26.8 $\pm$ 3.1              | —    |
| JA3    | N42°47'59.7''  | W0°31'14.6''  | 1641            | 16 | 11.27<br>(7373)                   | 4.18 (156)                        | 29.1 (1087)                       | 32.67 | 1.85        | 26         | 30.0 $\pm$ 3.5              | —    |
| TUR3   | N42°39'26.5''  | W0°19'18''    | 960             | 12 | 12.04<br>(12288)                  | 3.98 (32)                         | 30.78 (248)                       | 29.67 | 51.73       | 0          | 25.3 $\pm$ 4.8              | —    |
| OR16   | N42°33'36.6''  | W0°08'42.9''  | 2281            | 31 | 11.22<br>(11307)                  | 4.9 (217)                         | 35.64 (1580)                      | 38.87 | 93.59       | 0          | 25.1 $\pm$ 1.9              | 2.32 |
| OR19   | N42°36'36.33'' | W0°07'10.02'' | 918             | 43 | 13.74<br>(12632)                  | 3.45 (257)                        | 33.33 (2480)                      | 30.49 | 84.61       | 0          | 23.2 $\pm$ 1.6              | —    |
| CT1    | N42 37'30.5"   | W0°12'21.5"   | 1700            | 18 | 8.86<br>(9558)                    | 4.56 (115)                        | 23.99 (606)                       | 27.02 | 58.86       | 6          | 27.5 $\pm$ 2.9              | —    |
| CT2    | N42°35'48.6''  | W0°13'49.5''  | 1997            | 20 | 11.98<br>(12632)                  | 3.52 (198)                        | 26.1 (1470)                       | 28.59 | 71.1        | 0          | 26.3 $\pm$ 2.0              | 2.39 |
| BC1    | N42°35'27.8''  | W0°18'36.3''  | 859             | 12 | 13.3<br>(7978)                    | 0.55 (29)                         | 4.54 (238)                        | 3.85  | 98.19       | 0          | 27.7 $\pm$ 5.5              | —    |
| OT3    | N42°29'25.2''  | W0°16'55.8''  | 896             | 44 | 8.68<br>(9101)                    | 8.5 (518)                         | 28.62 (1744)                      | 37.4  | 7.94        | 16         | 43.7 $\pm$ 2.7              | —    |
| OT4    | N42°32'04.4''  | W0°16'05.8''  | 1920            | 40 | 7.83<br>(9101)                    | 4.72 (293)                        | 17.11 (1063)                      | 26.45 | 89.71       | 2          | 35.2 $\pm$ 2.4              | —    |
| OT5    | N42°31'37.2''  | W0°16'22.2''  | 1635            | 38 | 10.37<br>(9101)                   | 4.92 (794)                        | 21.01 (3389)                      | 30.2  | 0.02        | 25         | 42.5 $\pm$ 2.7              | 1.49 |

|      |               |               |      |    |                  |            |              |       |       |    |            |      |
|------|---------------|---------------|------|----|------------------|------------|--------------|-------|-------|----|------------|------|
| OT7  | N42°33'23.1"  | W0°13'14.7"   | 1550 | 27 | 9.95<br>(9101)   | 4.7 (234)  | 18.6 (925)   | 30.93 | 4.31  | 27 | 41.5 ± 4.0 | 1.35 |
| OT11 | N42°34'26.2"  | W0°17'55.7"   | 875  | 17 | 14.11<br>(12632) | 2.59 (84)  | 28.64 (929)  | 23.37 | 99.97 | 0  | 20.8 ± 2.4 | 2.49 |
| OT12 | N42°26'53.5"  | W0°15'09.4"   | 1503 | 22 | 11.61<br>(12632) | 2.33 (174) | 12.3 (920)   | 16.77 | 10.26 | 20 | 37.1 ± 3.6 | —    |
| SE1  | N42°18'21.7"  | W0°21'31.2"   | 963  | 40 | 11.86<br>(11266) | 4.79 (319) | 19.82 (1321) | 18.91 | 0.31  | 33 | 48.1 ± 4.2 | —    |
| SE5  | 42°23'44.6"   | W0°23'34.2"   | 815  | 18 | 12.26<br>(12632) | 5.28 (109) | 24.17 (499)  | 20.92 | 2.47  | 32 | 52.2 ± 7.5 | 2.57 |
| AS1  | N42°36'49.23" | E0°0.4'28.66" | 2100 | 11 | 10.19<br>(10996) | 2.90 (36)  | 18.73 (232)  | 25.27 | 57.84 | 8  | 26.0 ± 4.7 | —    |
| AS3  | N42°34'53.7"  | E0°06'23.6"   | 1499 | 18 | 11.98<br>(10996) | 4.18 (108) | 25.57 (661)  | 11.98 | 14.1  | 11 | 32.5 ± 3.6 | —    |
| AS5  | N42°31'21.4"  | E0°07'57.0"   | 863  | 10 | 11.62<br>(10996) | 3.89 (60)  | 25.85 (399)  | 28.6  | 95.55 | 0  | 28.5 ± 4.0 | —    |
| AS6  | N42°24'13.2"  | E0°08'54.8"   | 554  | 39 | 10.88<br>(11582) | 4.43 (290) | 31.85 (2086) | 38.61 | 98.52 | 0  | 28.4 ± 1.9 | —    |

Table 1 – Meresse et al.



# Chapitre IV. Exhumation sequence of the basement thrust units of the west-central Pyrenean orogenic wedge. Constraints from apatite fission track analysis. (article)

*(Manuscript in preparation for submission to the Journal of the Geological Society, London)*

P. Labaume (1), F. Meresse (1), M. Jolivet (1,2), A. Teixell (3)

*(1) Université Montpellier 2, INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences Montpellier, France*

*(2) Université Rennes 1, INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences Rennes, France*

*(3) Universitat Autònoma de Barcelona, Departament de Geologia, Spain*

Correspondence : Pierre Labaume, Université Montpellier 2, INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences Montpellier, cc60, 34095 Montpellier Cedex 5, France. E.mail : pierre.labaume@gm.univ-montp2.fr

## IV.1. Abstract

In this work, we compile newly acquired and already existing apatite fission track data to describe the exhumation sequence of the basement thrust units along a transect across the west-central part of the Pyrenees. We show that exhumation started during the late middle Eocene in the North-Pyrenean Zone, then migrated southward during the late Eocene-Oligocene in the median Axial Zone to reach the southern edge of the Axial Zone during the early Miocene. Finally, an early Miocene stage of exhumation is also detected in

the northern part of the Axial Zone. A first major implication of these results is that the initial stages of the Pyrenean compression (from  $\approx 80$  to 40 Ma) did not involve major uplift and erosion. This was probably due to the fact that this period corresponded to the thickening of a continental crust previously thinned during an Albian-Cenomanian rifting episode. Inversion of the southern margin of the extensional basin led to the accretion of relatively thin south-verging basement thrust sheet which did not create the usual strong topography observed in continental collision zones. Another important new result is that the whole Axial Zone was uplifted as a pop-up during the early (-middle) Miocene by an ultimate stage of the Pyrenean compression occurring after cessation of thrusting of the piedmont structures. When compared with exhumation data from the central and eastern Pyrenees, these new results attest of the diachronism of the first and ultimate episodes of tectonic uplift during the Pyrenean compression, which are both younger towards the west, whereas the main late Eocene-Oligocene episode of exhumation of the Axial Zone is synchronous along the whole belt.

## IV.2. Introduction

The development of orogenic prisms generally combines the emplacement of cover detached thrust units forming the outer prism, with vertical movements in the inner prism related to the stacking of crustal thrust units. Deciphering the age and amplitude of these vertical movements is a key to interpret the mechanisms of crustal thickening. This can be done through the structural correlation of the basement thrust units with cover thrust units dated by tectonics-sedimentation relationships, or through the reconstruction of the erosion sequence from the petrological study of sediments accumulated in the foreland basin. During the last decade, low and medium temperature thermochronology (combining  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , zircon and apatite fission track, and apatite (U-Th)/He data) became the most powerful tool to date directly the vertical movements of the inner prism.

The application of these methods along a profile across the central Pyrenees showed the general southward migration of the vertical movements across the North-Pyrenean Zone

and the Axial Zone from the Eocene to the early Miocene, interpreted to result from the progressive stacking of the south-verging basement units forming the Axial Zone culmination (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Metcalf et al., 2009). More to the west, apatite fission track (AFT) and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data from three granite massifs (Bielsa, Néouvielle and Bordère-Louron) confirmed this general thrust sequence (Jolivet et al., 2007). However, the results on the Bielsa massif imply an early (-middle) Miocene thrust activity at the southern border of the Axial Zone (the Bielsa thrust) which was out-of-sequence with respect to the Guarga basement thrust located more to the south beneath the Jaca basin, and was also probably younger than the end of activity of the South-Pyrenean frontal thrust during the early Miocene (e.g. Hogan & Burbank, 1996; Millan et al., 2000; Arenas et al., 2001). Recent AFT data from the Jaca basin Tertiary sediments show that this late out-of-sequence episode was also responsible for the final exhumation of the inner (northern) part of the basin (Meresse, 2010).

In the present paper, we report new AFT data from nine samples collected in the Axial Zone and the North-Pyrenean Zone which complement those of Jolivet et al. (2007) to give a more complete overview of the exhumation history along the complete transect of the basement units of the west-central Pyrenees. In particular, we show that the first exhumation event affected the North-Pyrenean Zone during the late middle Eocene, attesting that the formation of the Pyrenean wedge did not implied important uplift on this transect during its first 40 My of activity. We also show that an early Miocene exhumation stage affected the northern part of the Axial Zone, leading us to propose that the whole Axial Zone behave as a pop-up during an ultimate compression episode.

### IV.3. Geological setting

#### IV.3.a. General structure of the Pyrenean belt

The Pyrenees (Fig. 1) formed during the Late Cretaceous to early Miocene N-S collision between the Iberian and European lithospheric plates, recording from 100 km to 165 km of total shortening in their eastern and central parts, according to the different structural models (Roure et al., 1990; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000; Vergés et al., 1995) and about 80 km in the western part (Teixell, 1998). The Iberian lower crust and lithospheric mantle subducted northward beneath the European plate while the upper crust was accreted in a major south-verging thrust system that accounts for about 70% of the total shortening. This thrust system comprises stacked units of Paleozoic basement that form the Axial Zone of the belt and pass southward to the detached and imbricate units of the Mesozoic cover forming the South-Pyrenean Zone. The Paleozoic basement is made of terrains deformed during the Hercynian orogeny, intruded by numerous late orogenic granitoid plutons and locally overlain by Stephanian and Permian extensional basin fills. The South-Pyrenean Zone corresponds to the older (Upper Cretaceous-lower Oligocene) part of the southern foreland basin accreted to the belt and thrust on the Oligo-Miocene depocenter of the Ebro foreland basin. To the north, the North-Pyrenean Zone corresponds to an Albian-Cenomanian extensional to transtensional basin system formed on the southern border of the European plate in relation to the oceanic opening of the Biscaye Bay and eastward drift of Iberia with respect to Europe (e.g., Roest & Srivastava, 1991; Olivet, 1996), inverted from the Late Cretaceous (Campanian) during the Pyrenean compression. The North-Pyrenean Zone constitutes the retro-wedge, separated from the Axial Zone by the North-Pyrenean Fault and thrust northward on the Aquitaine foreland basin.



### IV.3.b. Structure of the studied area

In the studied area (Figs. 2 and 3), the North-Pyrenean Zone corresponds to a pop-up structure thrust northward over the Aquitaine foreland basin by the North-Pyrenean frontal thrust and southward onto the Axial Zone by the North-Pyrenean fault. The Paleozoic basement outcrops in the paragneiss massif of Bagnères-de-Bigorre, which separates the Baronnies (to the east) and Ossun (to the west) Albian-Cenomanian extensional basins (Debroas, 1990). The cover series comprise Triassic deposits, Jurassic to Barremian platform carbonates and the thick sequences of Albian-lower Cenomanian flysches and conglomerates filling the two extensional basins. This succession is overlain by the Upper Cretaceous flysches of the North-Pyrenean foreland basin. The lower part of the Mesozoic succession is affected by a LP-HT metamorphism, related to the Albian-Cenomanian crustal thinning and dated by the K/Ar method between 90.5 and 86.5 Ma (Montigny et al., 1986), that reaches the amphibolites facies in the deepest parts of the extensional basins (Azambre et al., 1991). Albian-Cenomanian alkaline magmatism was also associated with this thermal episode (Montigny et al., 1986; Debroas, 1990). Close to the North-Pyrenean fault, the Upper Cretaceous flysches are locally affected by an anchi- to epimetamorphism related to the Pyrenean compression (Debroas, 1990). To the north, in the southern part of the Aquitaine foreland basin, the Upper Cretaceous and Paleocene flysches are overlain by shallow marine facies of lower-middle Eocene age, followed by continental, mainly alluvial, upper Eocene to middle Miocene sequences (e.g., Biteau et al., 2006). Progressive discordances in the folded foreland succession at the footwall of the North-Pyrenean frontal thrust show that the latter was active from the Late Cretaceous (middle Campanian, Debroas, 1990) to the late Oligocene-early Miocene (Azambre et al., 1989). Both the Aquitaine basin and northern part of the North-Pyrenean Zone are cut by an erosion surface covered by the post-orogenic upper Miocene-Pliocene molasses. To the south, the North-Pyrenean Fault corresponds to a northward steeply-dipping décollement at the base of the Mesozoic succession over which the latter is thrust onto the northern edge of the Axial Zone.

South of the North-Pyrenean Fault, the basement Alpine thrust system comprises from north to south the major Pierrefite, Eaux-Chaudes and Gavarnie thrusts in the Axial

Zone and the Bielsa and Guarga thrusts below the northern part of the South-Pyrenean Zone (e.g., Barnolas et al., 1996; Teixell, 1996; Jolivet et al., 2007). The Pierrefitte and Eaux-Chaudes thrusts ramp down eastward, passing laterally to several thrusts with limited offsets. In the hangingwall of the Pierrefitte thrust, several other thrusts with both south and north vergence affect the northernmost part of the Axial Zone (Pouget, 1984). A few kilometers south from the Eaux-Chaudes thrust, the Pic-Long thrust is considered to be essentially Hercynian in age, only locally reactivated during the Pyrenean orogeny (Barnolas et al., 1996). To the south, the basement thrusts branch in a décollement level localized in the lower part of the Mesozoic succession, i.e. the Upper Cretaceous limestones above the Axial Zone and the Triassic evaporites below the South-Pyrenean Zone (e.g., Séguret, 1972; Teixell, 1990, 1996; Jolivet et al., 2007). The Bielsa thrust also branches in the Triassic décollement level in the eastern part of the study area (Ainsa basin) but, to the west, it directly ramps across the Meso-Cenozoic succession and emerges at the Oturia thrust, in the median part of the Jaca basin (Meresse, 2010). The Guarga thrust branches in the Triassic décollement level south of the study area. Thrust motion on the basal décollement level is distributed between fold-and-thrust structures in the Jaca basin and the South-Pyrenean frontal thrust.

The Paleozoic succession involved in the Axial Zone thrust sheets comprises mainly Devonian-lower Carboniferous sediments deformed and moderately metamorphosed during the Hercynian orogeny (e.g., Barnolas et al., 1996). Lower Paleozoic rocks with higher-grade Hercynian metamorphism appear only in the Bielsa thrust sheet and locally in the Pierrefitte thrust sheet. These Hercynian terrains are intruded by several late Hercynian granitoid plutons emplaced around 300 Ma: the Bielsa granite in the Bielsa thrust sheet, the Néouvielle and Balaïtous granites in the Gavarnie thrust sheet, and the Chiroulet, Lesponne and Arreau granites in the Pierrefitte thrust sheet. Remnants of Permian red pelites are locally preserved above the Bielsa granite and in the southwest part of the Gavarnie thrust sheet.

Along the southern border of the Axial Zone, the Meso-Cenozoic cover of the Gavarnie and Bielsa thrust sheets corresponds to the northern part of the Jaca basin (e.g.; Puigdefabregas and Souquet, 1986). It comprises an about 1000 m thick succession of

platform facies, mainly carbonates, spanning from the Cenomanian to the lowermost Eocene (Ilerdian), followed by the about 4500 m thick early-middle Eocene turbidite succession of the Hecho Group which marks the onset of rapid subsidence of the south-Pyrenean foreland basin. More to the south, the turbidites are overlain by upper Eocene - lower Oligocene deltaic and fluvial-alluvial sequences. In the core of the Axial Zone, the base of the Cenomanian limestones overlying the Gavarnie thrust sheet is also preserved at the top of the Balaïtous mountain. West of the study area, at the western termination of the Axial Zone, the cover succession is preserved above the whole Gavarnie thrust sheet. In that area, the Cenomanian to Santonian platform limestones extend northward up to the northern edge of the thrust sheet, whereas the overlying Campanian to Ilerdian platform facies show a northward transition to slope and basin facies, with Maastrichtian turbidites and Paleocene-Ilerdian resedimented carbonates above the northernmost part of the thrust sheet (Teixell, 1990; 1992). This facies transition shows that the northern part of the Axial Zone domain corresponded to the southern border of the North-Pyrenean basin during the Late Cretaceous-Paleocene. Above, the Hecho Group turbidites cover the whole Gavarnie thrust sheet. To the north, this succession is cut by the Eaux-Chaudes thrust and its westward extension, the Lakoura thrust (Labaume et al., 1985; Teixell, 1990; 1996). In the Eaux-Chaudes thrust sheet, the Upper Cretaceous limestones also directly overlay the Paleozoic basement, but higher stratigraphic terms are not preserved. By contrast, in the northwestern part of the study area, the Pierrefitte thrust sheet features preserved pieces of Triassic deposits and Albian limestones and conglomerates, showing that this thrust sheet corresponds to the southern margin of the mid-Cretaceous extensional North-Pyrenean basin inverted by southward thrusting. The Triassic deposits are also locally preserved in the eastward extension of the Pierrefitte thrust sheet at the top of the Arreau granite. North of this granite, on the northern edge of the Axial Zone, the Triassic deposits and local remnants of Jurassic carbonates are cut by an erosion surface and overlain by transgressive Cenomanian limestones followed by more than 1000 m of basin mudstones with local conglomerate intercalations of Turonian to Campanian age. Similarly to the northern part of the Gavarnie thrust sheet, this succession corresponds to the southern border of the Late Cretaceous North-Pyrenean basin.

The basement thrusting sequence has been mostly dated by the tecto-sedimentary relationships in the Jaca basin. At the southern border of the Axial zone, the Upper Cretaceous to Eocene strata are involved in the Monte Perdido thrust sheet, above a décollement located in the lower part of the Upper Cretaceous limestones. The cover thrust system observed above the western termination of the Axial Zone shows that the Monte Perdido thrust roots to the north in the Lakoura thrust, the western extension of the Eaux-Chaudes thrust (Labaume et al., 1985; Teixell, 1990, 1996) (Fig. 1). The cartographic structure in the NW part of the Axial Zone (Casteras et al., 1970; Ternet et al., 2003) suggests that (part of) the movements on the Pierrefitte thrust and the North-Pyrenean fault may also have been transferred to the Monte Perdido cover thrust. The growth of syn-sedimentary anticlines at the leading edge of the Monte Perdido thrust sheet (e.g. the Boltaña anticline) dates its emplacement to the late Lutetian-Bartonian (Montes, 1992). More to the south, synsedimentary imbricate thrust and folds above the Triassic décollement level date the emplacement of the Gavarnie thrust sheet to the Priabonian-lower Oligocene, whereas the late Oligocene-earliest Miocene activity of the South-Pyrenean frontal thrust dates the emplacement of the Guarga thrust sheet (Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1994, 1996; Hogan and Burbank, 1996; Millán et al., 2000, Arenas et al., 2001). These age determinations have been complemented by absolute dating in the Paleozoic basement of the Axial Zone. Rb/Sr and K-feldspar Ar/Ar dating on shear zones cutting the Néouvielle granite yielded ages of 48 Ma (Wayne and McClay, 1998) and 53 Ma (Jolivet et al., 2007), respectively, suggesting that the Eaux-Chaudes thrust was active from the early Eocene. Apatite fission track data indicate a rapid cooling of the Néouvielle and Arreau granite massifs during the latest Eocene – lower Oligocene, coherent with the emplacement of the Gavarnie thrust sheet at that period, whereas early Miocene cooling of the Bielsa granite massif argues for an out-of-sequence activity of the Bielsa thrust (Jolivet et al., 2007). These results are coherent with sparse published fission track data by Morris et al. (1998). In the following, we review extensively these previous apatite fission track (AFT) data and synthesize them with new data in order to precise the burial and exhumation history of the Axial and North-Pyrenean Zones during the Pyrenean orogeny and to discuss further the thrusting sequence.

## IV.4. Apatite fission track analysis

### IV.4.a. Apatite fission track sampling

Nine new AFT samples from the northern Axial Zone and the North-Pyrenean Zone complement the eight samples already studied by Jolivet et al. (2007) (Figs. 2 and 3). Samples from both sets were collected mainly in Hercynian granite massifs and located in order (i) to determine the exhumation age of the basement rocks along a complete transect of the Axial and North-Pyrenean Zones, (ii) to determine exhumation rates along sub-vertical profiles and (iii) to detect, along sub-horizontal or oblique profiles, fault offsets or tilting that may have affected the basement rocks after cooling. Jolivet et al. (2007) sampled the Bielsa granite (3 samples), in the Bielsa thrust sheet, the Piau granite (1 sample) in the Gavarnie thrust sheet, the Néouvielle massif (3 samples) in the eastern extension of the Eaux-Chaudes thrust sheet and the Bordère-Louron granite (1 sample), in the eastern extension of the Pierrefite thrust sheet. The Néouvielle massif is crossed by Alpine shear zones corresponding to the eastern splays of the Eaux-Chaudes thrust (Lamouroux et al., 1979; Ingles et al., 1999). The NV7 sample is located in one of the shear zone of the southern part of the massif, and the NV1 and NV13 samples are located in the hanging wall of the main shear zones array. The new Axial Zone samples were collected in a granite vein in the Gavarnie window (1 sample), in the Bielsa thrust sheet, in the Balaïtous granite (3 samples), in the Gavarnie thrust sheet, and in the Chiroulet and Lesponne granites (2 and 1 samples, respectively), in the eastern extension of the Pierrefite thrust sheet. The last two massifs are located in the hangingwall and footwall of the north-verging Aigue-Rouye thrust, respectively (Pouget, 1984). Within the North-Pyrenean Zone, two samples are located in Hercynian, fine-grained anatectic paragneisses from the Bagnères-de-Bigorre massif. Our study also benefits from four samples studied by Morris et al. (1998) in the Bielsa, Néouvielle, Bordère-Louron and Lesponne granites (Fig. 2).

This sample set includes three sub-vertical profiles, one in the Bielsa massif (1200 m of elevation difference between the summit sample BS1 at 2590 m and sample BS6), one in the Néouvielle massif (1200 m between the summit sample NV1 at 3090 m and sample NV7,

and including the LA7 sample of Morris et al., 1998, at intermediate altitude) and one in the Balaïtous massif (1000 m between the summit sample BA1 at 3140 m and sample BA5). An additional 300 m high profile is formed by the two Chiroulet samples PM2 (summit, 1900 m) and PM3. In the central part of the Axial Zone, a sub-horizontal profile around 2000 m is formed by samples PE2 (1800 m) from Piau, NV7 (1865 m) and NV13 (2100 m) at the base of the Néouvielle massif and the summit sample of Chiroulet (PM2). This profile crosses the various thrusts splaying from the Eaux-Chaudes and Pierrefitte main thrusts eastward. South of Balaïtous, sample BA8 (1615 m) in the Panticosa granite is another valley sample.

On the southern border of the Axial Zone, the Bielsa BS1 and BS7 samples form an oblique profile with an altitude difference of 1500 m along the post-Hercynian erosion surface tilted 25-30° southward by the underlying Bielsa thrust (Casas et al., 2003; Jolivet et al., 2007). The surface is transgressed by the Upper Cretaceous carbonates, with discontinuous intercalations of Permian sediments. Other samples collected close to the post-Hercynian erosion surface are the summit sample from Balaïtous BA1 (below the base of the Upper Cretaceous carbonates capping the summit) and the Bordère-Louron sample (BL1, 880 m, below the Triassic sediments). To the north, another oblique profile is defined by the samples from Chiroulet, Lesponne (LP3, 1225 m) and Bagnères-de-Bigorre (BB1 and BB2, around 600 m), across the northern part of the Axial Zone (including the Aygue-Rouye thrust) and the North-Pyrenean Fault.

#### IV.4.b. Apatite fission track analytical methodology

The apatite grains were mounted on glass slides using epoxy glue, ground and polished. Samples were etched in 6.5% HNO<sub>3</sub> for 45s at 20°C to reveal the spontaneous fission tracks, before being irradiated with a neutron flux of  $1.0 \times 10^{16}$  neutrons cm<sup>-2</sup> (ANSTO, Lucas Height, Australia for the 2007 samples and Oregon State University, Oregon, USA for the new samples). The micas used as external detector were etched in 40% HF for 40 minutes at 20°C in order to reveal the induced fission tracks. The ages were calculated following the method recommended by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology (Hurford, 1990) using the zeta calibration method

(Hurford and Green, 1983) and the Trackkey software (Dunkl, University of Tuebingen). CN5 glass was used as dosimeter with a zeta value of  $340 \pm 6$  (MC) for the 2007 samples, and  $343 \pm 7$  (FM) for the new samples, obtained on both Durango and Mount Dromedary apatite standards. Fission tracks were counted on a Zeiss microscope, using a magnification of 1250 under dry objectives. Ages given in the text are central ages and errors are quoted at  $\pm 2\sigma$ .

To better constrain the age of thermal events, inverse modelling of track lengths distribution has been performed using the AFTSolve software (Ketcham et al, 2000) and the Ketcham et al. (1999) annealing model. Annealing kinetics of fission tracks in apatite is strongly dependent on the chemical composition of the mineral (variations in concentration of elements such as Cl and F for example). The relative resistance to annealing of an apatite crystal can be estimated using the Dpar parameter (length of the etch pit parallel to the crystallographic  $\langle c \rangle$  axis) (Donelick, 1993; Burtner et al., 1994; Barbarand et al., 2003). Dpar values obtained for each sample were used as input parameters in the AFTSolve models.

#### IV.4.c. Apatite fission track results

Fission track data for the 9 new samples are reported in Table 1. Central ages of all samples from the study area (Morris et al., 1999; Jolivet et al., 2007; this study) are reported on the map in Figure 2 and part of them on the cross-section in Figure 3. The central ages vs elevation relationships are shown on the diagram in Figure 4.

In the Bielsa granite, the sub-vertical profile shows a clear age-altitude correlation, with central ages of  $18.0 \pm 1.9$  Ma for the summit sample BS1 (2590 m) and of  $10.9 \pm 1.0$  Ma for the valley sample BS6 (1400 m) in the core of the massif. By contrast, the BS1 and BS7 samples forming the oblique profile along the erosional post-Hercynian tilted surface have equivalent central ages within the error margin ( $19.4 \pm 2.7$  Ma for BS7, 1100 m) in spite of a higher altitude difference (1500 m) than between BS1 and BS6. In the Gavarnie window, sample GV5 is on a similar structural position as BS1 and yields a similar central age of  $18.2 \pm 1.2$  Ma, although being at a lower altitude (1400 m) due to the westward plunge of the

structures. Samples BS1 and BS6 have mean fission track lengths (MTL) of  $13.0 \pm 0.2$  and  $13.1 \pm 0.2$   $\mu\text{m}$ , respectively (MTL was not calculated for BS7 and GV5 due to the very small number of horizontal fission tracks). Dpar values vary from 2.0 to 2.2  $\mu\text{m}$ .

The Néouvielle sub-vertical profile also shows an age-altitude correlation with central ages of  $35.1 \pm 2.3$  Ma for the summit sample NV1 (3090 m) and of  $22.2 \pm 1.4$  Ma for the valley sample NV7 (1865 m). Other valley samples yield close ages, i.e.  $23.5 \pm 2.7$  Ma for PE2 (1800 m) and  $27.5 \pm 2.1$  Ma for NV13 (2100 m). Only the NV1 and NV7 samples displayed enough horizontal fission tracks to calculate a reliable MTL, with values of  $12.6 \pm 0.2$  and  $12.9 \pm 0.1$   $\mu\text{m}$  respectively. Dpar values vary between 2.0 and 2.1  $\mu\text{m}$ .

The Bordère-Louron sample BL1 (880 m) has a central age of  $31.8 \pm 2.2$  Ma, with a MTL of  $13.1 \pm 0.2$   $\mu\text{m}$  and a Dpar of 2.2  $\mu\text{m}$ .

In the Balaïtous granite, the central ages are of  $29.3 \pm 2.7$  Ma for the summit sample BA1 (3140 m) and of  $27.9 \pm 3.5$  Ma for the slope sample BA5 (2080 m), both ages being thus equivalent in the error margin. A much younger age of  $20.5 \pm 1.8$  Ma is yielded by the valley sample BA8 (1615 m). Samples BA1, BA5 and BA8 have MTL values of  $13.5 \pm 1.9$ ,  $13.9 \pm 1.7$  and  $12.8 \pm 1.9$   $\mu\text{m}$ , respectively. Dpar values vary between 1.9 and 2.1  $\mu\text{m}$ .

In the Chiroulet massif, an age-altitude correlation is observed between the summit sample PM2 (1900 m) with a central age of  $24.2 \pm 1.3$  Ma and the slope sample PM3 (1600 m) with an age of  $20.1 \pm 0.9$  Ma. Lower in the valley, the Lesponne LP3 sample (1225 m) yields a central age of  $31.5 \pm 1.8$  Ma and the Bagnères-de-Bigorre samples BB1 (555 m) and BB2 (640 m) have similar central ages of  $41.8 \pm 3.1$  Ma and  $41.2 \pm 4.1$  Ma, respectively. Samples PM2, PM3, LP3, BB1 and BB2 have MTL of  $13.1 \pm 1.3$ ,  $13.5 \pm 2.3$ ,  $13.8 \pm 1.8$ ,  $12.8 \pm 2.3$  and  $13.8 \pm 1.6$   $\mu\text{m}$ , respectively. Dpar values vary between 2.0 and 2.2  $\mu\text{m}$  for the Chiroulet and Lesponne samples, and between 1.8 and 1.9  $\mu\text{m}$  for the Bagnères-de-Bigorre samples.



#### IV.4.d. Apatite fission track lengths reverse modeling

The models discussed below and illustrated in Figure 5 were already published by Jolivet et al. (2007) for the Bielsa, Néouvielle and Bordère-Louron massifs, whereas those from other massifs are new results.

In the Bielsa massif, modelling of the BS1 sample shows that the summit entered the partial annealing zone (PAZ; considered here to be approximately 110°C +/- 10 to 60°C) around 20 Ma with a cooling rate of about 5°C/My. Around 15 Ma, this cooling episode stopped around 70°C and was followed by a very slow cooling until about 5 Ma when began the final exhumation marked by very fast cooling related to the final exhumation. The valley sample BS6 passed below the 110°C isotherm around 12 Ma with a cooling rate of about 6°C/My that was maintained across the whole PAZ until the final exhumation that also began around 5 Ma.

In the Néouvielle massif, the entry in the PAZ occurred around 40 Ma for the summit sample NV1 and 25 Ma for the valley sample NV7. The cooling profiles are similar to that of BS1, with an initial exhumation at a rate of about 4°C/My beginning around 35 Ma for NV1 and 22 Ma for NV7, followed by a strong slowing down started around 70°C, beginning around 27 Ma for NV1 and 12 Ma for NV7, before the final exhumation around 5 Ma. In the Bordère-Louron massif, the BL1 sample shows a cooling history close to that of NV1, with a cooling from around 35 Ma at a rate of about 5.5°C/My, a stop of cooling from 28 Ma at 70°C and a final exhumation starting at 7 Ma.

In the Balaïtous massif, both the summit sample BA1 and the slope sample BA5 crossed the 110°C isotherm around 26-27 Ma at a rate of about 5°C/My, that was maintained until they cooled below 60°C around 15-17 Ma.

In the Chiroulet massif, cooling below 110°C began around 27 Ma for the summit sample PM2 and around 22 Ma for the slope sample PM3. Then, both samples cooled at a

rate of 3-4°C/My across the whole PAZ, until the final exhumation that began between 10 and 5 Ma.

The Lesponne sample LP3 cooled below 110°C around 32 Ma with a cooling rate of about 5°C/My that slowed down around 22 Ma when approaching 60°C. The final exhumation occurred outside the PAZ and is thus not described by the model.

The Bagnères-de-Bigorre sample BB2 crossed the 110°C isotherm around 40 Ma at a rate of about 5°C/My, that was maintained until it cooled below 60°C around 30 Ma.

#### IV.4.e. Discussion of apatite fission track results

When reported on an age-altitude diagram (Fig. 4), the data reveal relative vertical movements of the various massifs that are discussed considering three distinct sectors.

##### *Central Axial Zone*

The exhumation around 35 Ma of the Néouvielle summit sample NV1 is younger than the late Lutetian-Bartonian age of the Eaux-Chaudes thrust activity, a result coherent with the fact that the shear zones that continue the Eaux-Chaudes thrust eastward across the Néouvielle massif have a limited offset (up to a few hundred of meters) and could not be at the origin of important exhumation. On the other hand, the NV1 central age is coherent with the Priabonian age attributed to the emplacement of the Gavarnie thrust sheet from the study of the tectonic-sedimentation relationships in the Jaca basin (Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1996). The initial rapid exhumation showed by fission track lengths modeling is interpreted as the cooling induced by erosion of the hangingwall of the thrust as it climbed the footwall ramp (Jolivet et al., 2007). Slowing of the summit cooling around 20 Ma coincides with the rapid cooling of the valley sample NV7, the latter being possibly related to erosion of a paleovalley (Jolivet et al., 2007).

In the Balaïtous massif, the exhumation of the summit sample BA1 around 29 Ma is more recent than that of the Néouvielle summit, in spite of a similar structural location and altitude in the hanging wall of the Gavarnie thrust. This late early Oligocene age corresponds to the transition between the activity of the Gavarnie and Guarga thrusts registered by the tectonic-sedimentation relationships in the Jaca basin (Teixell, 1996). Cooling of the samples thus probably began above the PAZ in relation to the activity of the Gavarnie thrust, the younger cooling compared to the Néouvielle possibly corresponding to a difference of geometry of the Gavarnie thrust at depth. The age similarity within the error margin between the summit sample BA1 and the slope sample BA5 located 1000 m below, argues for a very fast initial exhumation with a rate of at least 250 m/My (based on the largest age difference given by the error intervals).

Except the two summit samples NV1 and BA1, all other samples from the Piau, Néouvielle, Balaïtous and Chiroulet massifs are located around 2000 m of altitude and show a clear age-altitude correlation with central ages spanning from  $27.9 \pm 1.8$  Ma (BA5 at 2080 m) to  $20.1 \pm 0.9$  Ma (PM3 à 1600 m). The LA7 sample of Morris et al. (1999), from the Néouvielle massif at 2110 m and with a central age of  $23.6 \pm 1.6$  Ma, fits well into this trend. This suggests that, after the initial rapid exhumation registered by the Néouvielle and Balaïtous summit samples, the whole area behaved as a coherent block affected by slower exhumation at a mean rate around 70 m/My during the late Oligocene-early Miocene and was not affected by younger major fault movements. Tectonic-sedimentation relationships in the Jaca and Ebro basins show that this time-interval corresponds to the activity of the Guarga basement thrust (Teixell, 1996). Slowing of the Gavarnie thrust sheet exhumation thus probably traduces the cessation of activity of the Gavarnie thrust and the passive transport, with reduced uplift, of the Gavarnie thrust sheet in the hangingwall of the Guarga thrust.

### *Southern Axial Zone*

The Bielsa massif samples yield only Miocene ages, younger than samples from the Gavarnie thrust sheet massifs at equivalent altitudes. This corresponds to the fact that while the Gavarnie thrust sheet was exhumed, the Bielsa massif was tectonically buried below the

Gavarnie thrust sheet and exhumed when the latter unit was sufficiently eroded. Jolivet et al. (2007) argued that the similar ages on the southward tilted post-Hercynian erosional surface (BS1 and BS7 samples) attest that the top of the thrust sheet cooled around 18-19 Ma before tilting, whereas the massif core sample BS6 was exhumed around 11 Ma by the valley incision. An alternative post-tilting cooling scenario would imply a very rapid exhumation giving similar central ages to the BS1 and BS7 samples, but with south-dipping isotherms in order to exhume BS7 before BS6 which is at a higher altitude. The BS6-BS7 profile dips 6° southward, but dip of the isotherms should have been notably greater to allow for the very different central ages of the two samples in a context of rapid cooling. In the absence of known source of heat advection in the Pyrenees during the early Miocene, isotherm dip should have been related to the influence of the relief, but various models show that in that case, dip do not exceeds a few degrees for isotherms around 100°C (e.g., Mancktelow and Grasemann, 1997; Braun, 2002; Reiners et al., 2003). A post-tilting cooling with a topography-related relief of isotherms is thus unlikely to account for the thermochronology pattern of the Bielsa massif samples. The exhumation around 18 Ma of the GV5 sample in the Gavarnie window, in the same structural location as BS1 but at a much lower altitude, is coherent with the lack of age-altitude correlation for the top of the Bielsa massif top due to a post-cooling tilting.

Jolivet et al. (2007) proposed two possible scenarios for the cooling-tilting history of the Bielsa massif. In the first scenario, the cooling results from the erosion consecutive to the uplift of the Guarga thrust hangingwall, and the tilting corresponds to the formation of the forelimb of the Bielsa thrust hangingwall ramp anticline. The youngest dated syn-orogenic sediments along the South-Pyrenean Frontal Thrust are 22 Ma old (Hogan and Burbank, 1996; Arenas et al., 2001), but the youngest branches of the thrust are more recent (op.cit.; Millán et al., 2000), leaving the possibility that cooling of the Bielsa massif at 18-19 Ma recorded the very latest movements of the Guarga thrust during the Burdigalian. In the second scenario, both the cooling and tilting are related to the formation of the Bielsa ramp anticline, with initial uplift/denudation of the horizontal anticline culmination followed by tilting consecutive to hinge migration and forelimb lengthening during anticline development while the hangingwall ramp passes the top of the footwall ramp top (cf. the fault-belt folding model of Suppe, 1983). The very dense fracturation that affects the Bielsa

granite may have accommodated this fold kinematics (Casas et al., 2003). In both cases, tilting of the massif occurred more recently than 18-19 Ma and is related to the Bielsa thrust, which thus acted as an out-of-sequence thrust with respect to the Guarga thrust. Based on surface and subsurface structural data, Meresse (2010) proposed that the Bielsa thrust is directly connected to the Oturia thrust, which placed middle Eocene turbidites above Priabonian conglomerates in the median part of the Jaca basin. This thrust cannot be dated using syn-orogenic sediments, but its geometry is coherent with an out-of-sequence thrust with respect to thrust-folds structures in its footwall (Mutti et al., 1988; Meresse, 2010). In the Ainsa basin where no out-of-sequence thrust cutting from the basement to the Tertiary basin fill is known, the movement of the Bielsa basement thrust may have been transferred more to the south along the Triassic décollement level.

### *Northern Axial Zone and North-Pyrenean Zone*

The two northernmost samples in the Axial Zone (LP3 and BL1, in the Lesponne and Bordère-Louron massifs, respectively) yield early Oligocene central ages, close to, although slightly younger than, those found by Morris et al. (1999) in the same massifs ( $35.9 \pm 2.59$  Ma for CA3 at Lesponne and  $35.0 \pm 2.8$  Ma for AR1 at Bordère-Louron). These ages are similar to those found for the samples located at the top of the Paleozoic basement of the Gavarnie thrust sheet, but at much higher altitudes (NV1 and BA1, at the summits, around 3100 m high, of the Néouvielle and Balaïtous massifs, respectively). Moreover, the Priabonian ages of LP3 and BL1 contrast with the much younger ages found immediately to the south at higher elevation, i.e. the late Oligocene - early Miocene ages found around 2000 m at Chiroulet (samples PM2 and PM3) and north of Néouvielle (sample NV13). In particular, PM2 was exhumed 11 My after LP3 although it is located 700 m higher and at only 4 km southward. The age-altitude distribution between the median and northern parts of the Axial Zone thus does not correspond to that expected in the case of valley erosion in a coherent block, but argues for an early Miocene uplift and related erosion of the median Axial Zone with respect to the northern part. In the Lesponne valley, this tectonic episode may correspond to thrusting on the north-verging Aygue-Rouye thrust which emplaced Devonian sediments above the Lesponne granite (Pouget, 1984).

In the North-Pyrenean Zone, the middle Eocene central ages of the Bagnères-de-Bigorre BB1 and BB2 samples, and the late Eocene – early Oligocene cooling across the PAZ modeled for BB2, show that most of the exhumation of the NPZ occurred early in the history of the belt, in contrast to the younger exhumation found in the south-verging thrust system forming the Axial Zone. This suggests that Oligocene uplift of the Axial Zone with respect to the North-Pyrenean Zone is at the origin of the age difference between the Lesponne and Bagnères-de-Bigorre samples. This uplift may correspond to that of the back-limb of the Axial Zone anticline culmination, with a possible contribution of north-verging thrusting on the Lesponne thrust, in the footwall of the Lesponne granite.

## IV.5. General Discussion

### IV.5.a. Synthesis on the burial and exhumation history of the western Axial Zone

The new results presented in this paper complement those of Jolivet et al. (2007) and confirm the initial southward migration of exhumation across the PAZ along the west-central transect of the Pyrenees (Fig. 6).

Exhumation recorded by apatite fission tracks began during the middle Eocene in the North-Pyrenean Zone (BB1 and BB2 samples). The sampled massif corresponds to a transverse horst in the Albian-Cenomanian extensional basin system (Debroas, 1990), and there is no indication of a major north-verging thrust that may have buried the area during the early stages of the Pyrenean orogeny. We thus postulate that burial of the Bagnères-de-Bigorre massif below the apatite fission track PAZ was mainly due to sedimentary burial, first during the final stages of extension and following thermal subsidence during the Cenomanian to Santonian, then during the early stages of the North-Pyrenean syn-orogenic basin fill during the Campanian-Maastrichtian and early Tertiary. Indeed, the distribution of

sedimentary facies during the latter period suggests that the whole western North-Pyrenean Zone may have remained a marine basin until the Paleocene or early Eocene, with the southern basin margin located in the northern part of the future Axial Zone. However, heating was probably not only related to burial, as the area was submitted to the high geothermal gradient related to the Albian-Cenomanian crustal thinning and responsible for the LP-HT metamorphism that culminated in the basins after the extension, during the Turonian-Coniacian (Debroas, 1990; Azambre et al., 1991). Relatively high temperatures were maintained during the beginning of the Pyrenean compression, possibly in relation to fluid circulation, as it is attested by syn-kinematic anchi-to epizonal metamorphism locally recorded along the North-Pyrenean Fault (Debroas, 1990). The tecto-sedimentary relationships along the North-Pyrenean thrust show that compression was active from the middle of the Campanian (Debroas, 1990) and thus that the onset of compressive deformation in the North-Pyrenean Zone predated the onset of deep erosion by about 40 My. This suggests that the early compressive prism was a low-elevation, possibly essentially submarine structure buried below continuous sedimentation. The absence of emerged relief may have been due to the fact that the first stages of the Pyrenean compression affected a domain of previously thinned continental crust (e.g. Mattauer, 1990; Muñoz, 1992), probably with local mantle exhumation (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., in press). At the same time, the North-Pyrenean fault may have been active as a south-verging thrust, the North-Pyrenean Zone being developed has a pop-up and contributing to bury the northern edge of the Axial Zone during the latest Cretaceous to earliest Tertiary.

The late Lutetian age of exhumation of the Bagnères-de-Bigorre massif coincides with the onset of alluvial sedimentation in the North-Pyrenean foreland basin (Poudingue de Palassou) (e.g. Azambre et al., 1989; Biteau et al., 2006), both events corresponding to the beginning of major erosion of the North-Pyrenean Zone. We infer that this exhumation occurred in relation to uplift of the North-Pyrenean Zone that began when the originally thinned crust had been sufficiently thickened by initial compression to allow the development of continental collision. The other consequence of this new tectonic regime was the beginning by that time of the south-verging thrust sheet accretion in the northern part of the Axial Zone (see below).

In the pro-wedge, the earliest tectonic event dated in the study area is the early Eocene activity of the shear zones crossing the Néouvielle massif. An age of  $48 \pm 2$  Ma was obtained using Rb-Sr on syn-kinematic vein minerals and their wall rocks (Wayne and McCaig, 1998), and an age of circa 53 Ma was obtained using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on K-feldspar (Jolivet et al., 2007) on a deformed granite sample (NV7, 1865 m) showing petrographic evidences of impregnation by fluids (feldspar overgrowths and biotite alteration). By contrast, argon resetting was only partial in the K-feldspars of the NV1 sample (Néouvielle summit, 3090 m), as well as in the biotites of both the NV1 and NV7 samples. These results suggest that the maximum temperature did not exceed  $300^\circ\text{C}$  in the Néouvielle massif during the Pyrenean orogeny, and that K-feldspar argon resetting in NV7 was induced by a thermal anomaly related to hot fluid flow in the mylonite rather than by the homogeneous heating of the massif.

These Alpine shear zones correspond to the eastern termination of the Eaux-Chaudes thrust and these results are thus thought to date the activity of the thrust. To the west, the Eaux-Chaudes thrust passes to the Lakoura thrust, itself connected through a décollement in the Upper Cretaceous cover to the Mt-Perdu thrust sheet which extends along the southern border of the Axial Zone and is dated of the middle Eocene (late Lutetian-Bartonian) by the syn-sédimentary growth of the Boltaña anticline in the Ainsa and Jaca basins (Teixell, 1996). The Eaux-Chaudes thrust was thus active during the early-middle Eocene. There is no direct dating of the activity of the Pierrefitte thrust, but this thrust also branches to the west in the Lakoura thrust and it may thus have been active during the same period as the Eaux-Chaudes thrust.

However, activity of both thrusts did not result in hangingwall exhumation down to the apatite fission tracks PAZ, as shown by the AFT results of samples from the eastern extension of the Eaux-Chaudes and Pierrefitte thrust sheets (Néouvielle, Chiroulet, Lesponne and Bordère-Louron massifs), including the samples located in the uppermost part of the basement (Néouvielle summit and Bordère-Louron), being no older than the lower Oligocene. This may be due to a limited vertical uplift related to the limited offset of these thrusts in the area of sampling. Another possible explanation is that the North-Pyrenean



Fault, the Pierrefitte thrust and the Eaux-Chaudes thrust were active coevally during the early-middle Eocene, forming a south-verging imbricate system in which the Eaux-Chaudes thrust sheet was roofed by the Pierrefitte thrust sheet, itself roofed by the North-Pyrenean Zone. As a consequence, only the uppermost unit, the North-Pyrenean Zone, experienced exhumation during the end of this period. The Paleozoic basement of the two other units probably reached its maximal burial at the same period, below the Upper Cretaceous sediments (probably up to at least 2000 m thick, according to preserved remnants) and the overlying thrust units. In the Néouvielle massif, the K-feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results combined with the complete reset of apatite fission tracks bracket this maximal temperature between circa 110°C and 300°C. To the south, sedimentary burial of the future Gavarnie and Bielsa thrust sheets during that period is attested by the preservation of the early-middle Eocene Hecho Group turbidites on the Gavarnie thrust sheet west of the termination of the Axial Zone. During the late Lutetian-Bartonian, this cover succession formed the Monte Perdido thrust sheet above a décollement located in the lower part of the Upper Cretaceous carbonates and rooted in the Eaux-Chaudes thrust. Based on the thickness of the cover succession preserved south and west of the Axial Zone, we infer that the deformed Late Cretaceous to middle Eocene succession involved in the Monte Perdido thrust sheet may have reached up to at least 5000 m thick above the future Axial Zone, sufficient to explain the reset of apatite fission tracks in the underlying Paleozoic basement.

Exhumation across the PAZ of samples from the uppermost Paleozoic basement in the northern and median parts of the Axial Zone, i.e. LP3 at Lesponne and BL1 at Bordères-Louron in the eastern extension of the Pierrefitte thrust sheet, NV1 at the summit of the Néouvielle in the eastern extension of the Eaux-Chaudes thrust sheets and BA1 at the summit of the Balaitous in the Gavarnie thrust sheet, begun with a relatively rapid (4-6°C/My) cooling during the latest Eocene - early Oligocene (early-late Oligocene transition for BA1), followed by a slower (<1°C/My) cooling during the late Oligocene - earliest Miocene for LP3, BL1 and NV1. All these samples are located in the hangingwall of the Gavarnie thrust and their initial exhumation is interpreted as resulting from uplift of the Gavarnie thrust sheet above the thrust footwall ramp. This interpretation is coherent with the dating of the Gavarnie thrust activity to the Priabonian-early Oligocene by the growth of syn-sedimentary cover folds in the Jaca basin (Puigdefabregàs, 1975; Teixell, 1994, 1996).

The slower cooling during the late Oligocene-earliest Miocene may indicate reduced uplift when the Axial Zone thrust sheets were transported piggy-back on the Guarga thrust sheet which emplacement during that period is dated by tecto-sedimentary relationships at the South-Pyrenean frontal thrust (Teixell, 1996; Hogan and Burbank, 1996; Millán et al., 2000; Arenas et al., 2001).

Finally, the youngest exhumation episode occurred during the early Miocene at the southern border of the Axial Zone (top-basement of the Bielsa massif, BS1 and BS7 samples). As discussed above, the exhumation may have been related either to the end of activity of the Guarga thrust or to the beginning of that of the Bielsa thrust, before the latter tilted the southern border of the Axial Zone. As explained above, the Paleozoic series of the Bielsa thrust sheet had been first buried by the foreland basin fill until the late Lutetian, before its tectonic burial below the Gavarnie basement thrust sheet and overlying sedimentary succession during the late Eocene- early Oligocene.

This study also shows that aside from this general southward migration of the exhumation across the Axial Zone, the age-altitude relationships between the Chiroulet (PM2 and PM3) and Lesponne (LP3) samples indicate an early Miocene tectonic uplift of the median part of the Axial Zone with respect to the northernmost part, possibly related to a late activation of the north-verging Aigue-Rouye thrust. More to the east, similar thrusts may explain the similar age-altitude relationships between the north of the Néouvielle massif (sample NV13) and the Bordère-Louron massif (BL1). This uplift is equivalent in age to the early Miocene activity of the Bielsa thrust. These results thus argue for a late tectonic uplift of the whole median and southern parts of the Axial Zone, corresponding to a pop-up basement structure activated coevally with, or after, the end of the compression at the North- and South-Pyrenean Frontal Thrusts. The exhumation at the same period of the NV7 sample, at 1865 m of elevation at the base of the Néouvielle, interpreted by Jolivet et al. (2007) as the result of a valley erosion, possibly images an increased erosion rate in the uplifted block (related to the tectonically induced lowering of the former base level of already developed rivers), also recorded during the late Miocene by the exhumation of the BS6 sample in the core of the Bielsa massif. Jolivet et al. (2007) suggested that the similar age of exhumation of the Bordère-Louron (BL1) and Néouvielle (NV1) samples despite their

2000 m difference in elevation may result from the existence of a lateral ramp along the Gavarnie thrust that lead the two samples to different altitudes during their exhumation. With the new results on the Chiroulet and Lesponne massifs, we prefer to relate the difference in altitude between NV1 and BL1 to the post-cooling early Miocene uplift of the median part of the Axial Zone with respect to its northern part.

#### IV.5.b. Comparison with the central and eastern Pyrenees

When compared to the exhumation history of the central and eastern Pyrenees, our results in the western part highlight both similarities and differences between the three sections. In the central and eastern Pyrenees, thermochronology studies combining K-feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , zircon fission tracks, apatite fission tracks and apatite (U-Th)/He data have also demonstrated that the exhumation migrated southward (Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Metcalf et al., 2009). In the North-Pyrenean Zone, exhumation is dated from the early Eocene by AFT data in the Arize massif on the central Pyrenees transect (Morris et al., 1998), older but coherent with the middle Eocene ages at Bagnères-de-Bigorre to the west (this work) and in the Agly massif in the eastern Pyrenees (Morris et al., 1998). This early-middle Eocene exhumation thus affected the whole North-Pyrenean Zone, corresponding to the inversion of the mid-Cretaceous extensional basins that initiated the Pyrenean compression in Late Cretaceous. A common feature to the three transects is also that the onset of exhumation occurred much later than the beginning of the compression in Late Cretaceous, and was coeval with the onset of conglomeratic sedimentation in the North-Pyrenean foreland basin (the latter beginning during the early Eocene in the central Pyrenees, in coherence with the older initial exhumation).

In the central Pyrenees, onset of exhumation then migrated southwards in relation with the building of the Axial Zone anticlinal stack, from the middle Eocene in the north (Riberot massif) to the early Oligocene in the median part (Marimaña and Maladetta massifs) and to the early Miocene in the south (Barruera massif) (Fitzgerald et al., 1999;

Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Metcalf et al., 2009). The most striking similarity with the western transect is the great similarity of exhumation histories of the higher massifs, i.e. the Maladetta in the central Pyrenees, and the Néouvielle and Balaïtous to the west. In both cases, the massifs were rapidly exhumed during the early Oligocene (early-late Oligocene transition for the Balaïtous), then exhumation of the Maladetta and Néouvielle slowed down dramatically during the late Oligocene-early Miocene. Priabonian to lower Oligocene ages of exhumation also characterize the Axial Zone in the eastern Pyrenees, but in this case on the whole transect (Aston and Hospitalet gneiss massifs and Querigut granite in the northern part, Mont-Louis granite in the median part and La Junquera granite in the southern part) (Morris et al., 1998; Maurel et al., 2008). Then, the latest tectonic movements occurred on thrusts located more to the south exhuming the Barruera massif in the central Pyrenees (Sinclair et al., 2005) and the Bielsa massif to the west (Jolivet et al., 2007; this work).

Despite these similarities, several differences in the exhumation histories recorded by apatite fission tracks arise between the three transects. First, the Eocene exhumation ages found in the northern part of the Axial Zone in the central Pyrenees are not found in equivalent position in the western transect, attesting that the Pierrefitte and Eaux-Chaudes thrust systems did not involved noticeable exhumation, the latter being related to the younger Gavarnie thrust in the whole northern and median parts of the Axial Zone. Eocene exhumation ages have neither been recorded in the eastern Pyrenees, but in this case, the higher peaks have not been sampled.

A second difference between the central and western transect is that the rapid initial exhumation recorded at the top of the Paleozoic basement in the highest massifs during the early Oligocene cannot be ascribed to the activation of the same thrusts. In the west, these ages are all found in the hanging wall of the Gavarnie thrust and are interpreted as dating its activation. Exhumation of the Gavarnie thrust footwall occurred only during the early Miocene, corresponding to the activity of the Guarga or/and the Bielsa thrusts. By contrast, in the central Pyrenees, the Gavarnie thrust passes between the Marimaña massif in its hangingwall and the Maladetta massif in its footwall, and thus cannot be at the origin of the common exhumation history of both massifs. This exhumation must have been related to

the activation of a lower thrust, probably at the sole of the Orri thrust sheet (Fig. 1A). Furthermore, geological constraints as well as the common exhumation histories of the Marimaña and Maladetta massifs show that the Gavarnie thrust ramps down eastward, having a modest offset when it passes between the two massifs (Soler et al., 1998). These results show that during the early Oligocene, the Pyrenean thrust system was not cylindrical, the Gavarnie thrust being relayed eastward and downward by the Orri thrust as the major Pyrenean thrust at that time. This also implies that the Gavarnie thrust cannot be at the origin of the burial of the Maladetta massif from the Late Cretaceous as recently proposed by Metcalf et al. (2009) on the basis of K-feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data modeling, showing heating of the massif from about 70 Ma and a beginning of exhumation around 45 Ma. As inferred more to the west, the Late Cretaceous – early Tertiary burial may have been rather of sedimentary origin in a still essentially submarine wedge.

A third major difference between the three transects concerns the early Miocene exhumation. The latest tectonic activity that resulted in a pop-up like uplift of the Axial Zone to the west only affected its southern border in the central Pyrenees. In the latter area, the northern part of the Axial Zone was exhumed since the middle Eocene, with an AFT central age of 39 Ma at 1340 m of elevation in the Riberot massif. In the eastern Pyrenees, the belt was affected during the late Oligocene-early Miocene by the extension related to the opening of the NW-Mediterranean oceanic basin (Séranne, 1999), as it is demonstrated by the 27-21 Ma AFT ages of exhumation of the Canigou massif, in the footwall of the major Têt normal fault, and the 19-20 Ma ages in the Albères massif in the footwall of the Tech normal fault (Maurel et al., 2008). Extension then continued during the late Miocene with the formation of the Cerdagne intramontane basin, and was registered to the west up to the north of the Maladetta massif where a late Miocene normal fault was recently identified by Ortuño et al. (2008). The interference between the Pyrenean compression and the Mediterranean extension thus resulted in a major along-strike difference of tectonic regime, and may have controlled the differences in expression of the latest thrust events between the central and western Pyrenees.

## IV.6. Conclusion

Our study brings new results which precise the exhumation history of the west-central Pyrenees, giving new insights on the crustal thickening mechanisms along this transect of the belt:

- The first exhumation episode affected the North-Pyrenean Zone during the late middle Eocene (41-42 Ma), a result coherent with the late Eocene age of the first conglomerates on both flanks of the belt. This shows that during the first 40 My of its activity, the development of the belt did not imply major vertical movement. This first period of the Pyrenean tectonics corresponded to the thickening of the crust previously thinned during the Albian-Cenomanian extension stage, with the emplacement of relatively thin south-verging thrust sheets by inversion of the southern margin of the Cretaceous extensional basins.
- The median part of the Axial Zone was exhumed during the late Eocene-lower Oligocene in relation to the emplacement of the Gavarnie basement thrust unit, which is the major unit of on the study transect. However, the westernmost samples (Balaïtous massif) yield a younger early late Oligocene age of cooling (26-29 Ma), showing continuation of uplift at the hanging wall of the more external Guarga thrust. The emplacement of these two thick basement units corresponds to the collision stage and implied important uplift marked by abundant sediment discharge in the adjacent foreland basins.
- The northern edge of the Axial Zone was exhumed during the early-middle Miocene, coevally to the activity of the Bielsa thrust on the southern edge of the Axial Zone. Hence, both edges of the Axial Zone were exhumed after their respective piedmonts. We interpret this exhumation pattern as the result of a late, pop-up like tectonic uplift of the Axial Zone at the end of the Pyrenean compression.

When compared to previous studies in the central and eastern Pyrenees, our results confirm that all transects of the belt show a southward migration of exhumation, beginning during the Eocene in the North-Pyrenean Zone and affecting the median part of the Axial Zone during the early Oligocene. However, exhumation began later (late middle Eocene) in

the western Pyrenees than in the central part, and middle Eocene ages are recorded in the northern part of the Axial Zone only in the central Pyrenees. Then, the ultimate, early Miocene thrust activity resulted in the pop-up uplift of the west-central Axial Zone, whereas it affected only its southern flank in the central Pyrenees and passed laterally to the Mediterranean extension in the eastern Pyrenees.

## IV.7. Reference list

- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. & Pocovi, A. 2001. Ebro basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (northeastern Iberia): Controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, **13**, 65-89.
- Azambre, B., Crouzel, F., Debroas, E.J., Soulé, J.C. & Ternet, Y. 1989. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bagnères-de-Bigorre (1053)*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Azambre, B., Sagon, J.P. & Debroas, E.J. 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **313** (Série II), 1179-1185.
- Barbarand J., Carter A., Wood I. & Hurford T. 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, **198**, 107-137.
- Barnolas, A. & Chiron, J.C. 1996. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction, Géophysique, Cycle hercynien*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France & Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, España.
- Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J. & Fullsack, P. 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 8121-8145.
- Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M. & Masset, J.M. 2006. The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience*, **12**, 247-273.
- Casas, A.M., Oliva, B., Roman-Berdiel, T. & Pueyo, E. 2003. Basement deformation: Tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial Zone, central Pyrenees). *Geodynamica Acta*, **16**, 99-117.
- Braun, J. 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters*, **200**, 331-343.
- Burtner R.L., Nigrini A. & Donelick R.A. 1994. Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**, 1613-1636.



- Casteras, M., Canérot, J., Paris, J.P. & Tisin, M.D. 1970. *Carte géol.. France (1/50 000), feuille Oloron-Ste-Marie (1051)*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Debroas E.J., 1990. Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **8** (VI), 273-286.
- Donelick R.A. 1993. *A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite*. U.S. Patent Number **6,267,274**.
- Fitzgerald P.G., Muñoz J.A., Coney P.J. & Baldwin S.L. 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implication for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **173**, 157-170.
- Gibson, M., Sinclair, H. D., Lynn, G. J. & Stuart, F. M. 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modeling. *Basin Research*, **19**, 323-334.
- Hogan, P. J. & Burbank, K. D. W. 1996. Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. *In*: Friend, P. F. & Dabrio, C. J. (eds) *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, 153-160.
- Hurford A.J. 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **80**, 171-178.
- Hurford A.J. & Green P.F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, **1**, 285-317.
- Ingles J., Lamouroux C., Soula J.C., Guerrero N. & Debat P. 1999. Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. *Journal of Structural Geology*, **21**, 555-576.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. & Masini, E. 2009. Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics*, doi:10.1029/2008TC002406.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. & Campani, M. 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the South-Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics*, **26**, TC5007, doi:10.1029/2006TC002080.

- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. & Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, **84**, 1235- 1255.
- Ketcham R.A., Donelick R.A. & Donelick M.B. 2000. AFTSolve: A program for multikinetic modelling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, **2**, 1-32.
- Labaume, P., Séguret, M., & Seyve, C. 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, **4**, 661-685.
- Lagabrielle, Y. & Bodinier, J.L. 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, **20**, 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P. & de Saint Blanquat, M. 2010. Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, in press.
- Lamouroux C., Debat P., Déramond J. & Majesté-Menjoulas C. 1979. Influence des massifs plutoniques hercyniens dans l'évolution des structures pyrénéennes : exemple du massif du Néouvielle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 213-220.
- Mancktelow, N.S. & Grasemann, B. 1997. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, **270**, 167-195.
- Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M. & Jolivet, M. 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees : an Ar-40/Ar-39 fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs . *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 565-584.
- Meresse, F. 2010. *Dynamique de la dénudation d'un prisme orogénique intracontinental: approche thermochronologique (traces de fission sur l'apatite) et tectonique appliquée aux Pyrénées centro-occidentales*. PhD Thesis, Univ. Montpellier 2, France.
- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L. & Muñoz, J.A. 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **287**, 488-503.
- Millán Garrido, H., Pueyo Morer, E. L., Aurell Cardona, M., Aguado Luzon, A., Oliva Murcia, B., Martinez Peña, M. B. & Pocovi Juan, A. 2000. Actividad tectónica registrada en los

depositos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, **13**, 279-300.

Montes, M. J. 1992. Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinatorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central). *Simposio sobre Geologia de los Pirineos*, III Congreso Geologico de España, 2, Salamanca, pp. 150-160.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R., 1986. K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrénées: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, **129**, 257-273.

Morris, R. G., Sinclair, H. D. & Yelland, A. J. 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: Implications for sediment discharge. *Basin Research*, **10**, 69-85.

Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (ed), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 235-246.

Mutti, E., Seguret, M. & Sgavetti, M. 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees. *Field Trip 7 guidebook*, AAPG Mediterranean Basins Conference, Nice, France, Special Publication of the Institute of Geology of the University of Parma, Italy.

Olivet, J. L. 1996. Kinematics of the Iberian Plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **20**, 131-195.

Ortuño, M., Queralt, P., Marti, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H. & Santanach, P. 2008. The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics*, **453**, 246-262.

Pouget, P. 1984. *Géologie de la région de Lesponne (Hautes-Pyrénées)*. PhD Thesis, Université de Toulouse, France.

Puigdefábregas, C. 1975. La sedimentation molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, **104**, 1-188.

Puigdefábregas, C. & Souquet, P. 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 173-203.

Roest, W.R. & Srivastava, S.P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the north Atlantic from the late Cretaceous to the present. *Geology*, **19**, 613-616.

Reiners, P.W., Zhou, Z., Elhers, T.A., Xu, C., Brandon, M.T., Donelick, R.A. & Nicolescu, S.

2003. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology. *American Journal of Science*, **303**, 489-518.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X. et al. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross-sections - geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, **8**, 41-50.
- Séguret, M. 1972. *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, série Géologie Structurale, 2.
- Séranne, M. 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Séranne, M. (eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 541-561.
- Sinclair, H. D., Gibson, M., Naylor, M. & Morris, R. G. 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, **305**, 369-406.
- Soler, D., Teixell, A. & Garcia-Sansegundo, J. 1998. Eastward displacement reduction of the Gavarnie thrust and implications for South Pyrenean thrusting. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, **327**, 699-704.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*. **283**, 684-721.
- Teixell, A. 1990. Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**, 241-249.
- Teixell, A. 1992. *Estructura alpina en la transversal de la terminacion occidental de la Zona Axial Pirenaica*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, Spain.
- Teixell, A. 1994 *Mapa Geologico de España (1:50.000), hoja de Jaca (176)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Teixell, A. 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: Basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society, London*, **153**, 301-310.
- Teixell, A. 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, **17**, 395-406.
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulàs, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C. and Rossi, P. 2003. *Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Laruns-Somport*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.

- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. & Cloetingh S. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre- syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 893-915.
- Wayne D.M. & McCaig A.M. 1998. Dating fluid flow in shear zones: Rb-Sr and U-Pb studies of syntectonic veins in the Néouvielle massif, Pyrenees. *In*: Parnell, J. (ed) *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid-Rock Interaction*, Geological Society, London, Special Publication, **144**, 129-135.
- Zeyen, H. & Fernandez, M. 1994. Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **99**, 18089-18102.

## IV.8. Figure captions

Table 1. Apatite fission track data.

Figure 1. Structural map of the Pyrenees with location of the study area (frame of Fig. 2) and cross-section (Fig. 3). 1: Cenozoic in foreland (and Mediterranean) basins; 2: Cenozoic in piggy-back basins; 3: Mesozoic; 4: Paleozoic; 5: Faults. Thrusts: ECT, Eaux-Chaudes; GT: Gavarnie; LKT: Lakoura; LT: Larra; MPT: Monte Perdido; O: Orri. TF: Têt normal fault. BA: Boltaña anticline. Granite or gneiss massifs : Ag : Agly ; Ar : Arize ; As: Aston; Bs: Bielsa; Br: Barruera; Cn: Canigou; Jq: Junquera; Hs: Hospitalet; MI: Maladeta; Mr: Marimanya; Nv: Néouvielle; Rb: Riberot.

Figure 2. Geological map of the study area with location of the apatite fission track samples and corresponding central ages in Ma (map location in Fig. 1). Sample names and ages in red: this study; in blue: Jolivet *et al.* (2007); in green: Morris *et al.* (1998). OR16, OR19: samples from Meresse (2010). 1: upper Miocene to Quaternary; 2: Eocene (south) or Eocene to lower Miocene (north); 3: Upper Cretaceous-Paleocene; 4: Albian-Cenomanian; 5: Jurassic-Lower Cretaceous (to Aptian); 6: Permian-Triassic; 7: Paleozoic (pre-Stephanian); 8: granite plutons (and migmatites in the Gavarnie window); 9: main Pyrenean thrusts; 10: Hercynian thrusts partially reactivated during the Pyrenean orogeny; 11: undifferentiated fault.

Figure 3. Geological cross-section of the west-central Pyrenees with projection of the apatite fission track samples and central ages (section location in Figs. 1 and 2; samples are located in Fig. 2). OR16, OR19: apatite fission track samples from Meresse (2010). A-R: Aygues-Rouye thrust; E-C: Eaux-Chaudes thrust, NPF: North-Pyrenean thrust, NPFT: North-Pyrenean frontal thrust; P: Pierrefitte thrust; SPFT: South-Pyrenean frontal thrust. 1: upper Oligocene-lower Miocene in the south, upper Miocene-Pliocene in the north; 2: upper Eocene-lower Oligocene; 3: middle Eocene; 4: lower Eocene in the south, Eocene to early Miocene in the

north; 5: Upper Cretaceous-Paleocene; 6: Albian-Cenomanian; 7: Jurassic-Lower Cretaceous (to Aptian); 8: Triassic; 9: Paleozoic (crosses: granite).

Figure 4. Apatite fission track central ages vs. elevation (samples are located in Fig. 2). A: Bielsa massif (GV5: Gavarnie window); B: median and northern Axial Zone and North-Pyrenean Zone, with estimation of the mean denudation rates for the median Axial Zone. Bold: this study; Bold italics: Jolivet et al. (2007); Italics: Morris et al. (1999).

Figure 5. Reverse time-temperature modeling of apatite fission track lengths obtained using the AFTSolve® software (Ketcham et al, 2000) and the Ketcham et al. (1999) annealing model (samples are located in Fig. 2). The fission track central age is reported on the graph as well as the measured mean track length (MTL) and the number of tracks measured (N). The dark-grey area represents the envelope of all the possible temperature-time curves falling within a  $\pm 1 \sigma$  error interval from the best fit curve. The light-grey area represents the envelope of all the cooling curves falling within a  $\pm 2 \sigma$  interval. Only the area between 110°C and 60°C (designed as Partial Annealing Zone or PAZ) is representative. The track lengths histogram is displayed for each sample. See text for discussion of the graphs.

Figure 6. Evolution of exhumation ages along the west-central Pyrenean transect, interpreted from apatite fission track data (the profile corresponds to section in Fig. 3; samples are located in Fig. 2). The conversion of temperature to depth assumes a paleo-geothermal gradient of 30°C/km, similar to the present day gradient (Zeyen & Fernandez, 1994). Upward curvature of the 60°C and 110°C isotherms (defining the apatite fission track Partial Annealing Zone (PAZ)) below the topography is schematic and corresponds to the assumed geothermal gradient. For each massif, we have represented the exhumation path on the temperature scale. For basement massifs (North-Pyrenean Zone and Axial Zone), the temperatures are those given by the reverse modeling of apatite fission track lengths. When only one sample is available (Bagnères-de Bigorre and Lesponne), the temperature interval at each time-step corresponds to the  $\pm 1 \sigma$  error interval from the best fit curve given by the models. For the Chiroulet, Néouvielle and Bielsa massifs where two samples define a sub-vertical profile, the temperature interval is defined from the modeling of the top and bottom samples. For the Broto and Guarga massifs, the temperature path is a schematic

interpretation of apatite fission track data of partially reset (Broto) and not reset (Guarga) samples presented in Meresse et al. (2010). Samples are lower Eocene turbidite sandstones at Broto and lower Oligocene fluvial sandstones at Guarga. Track length modeling being representative only in the PAZ, the plots outside the PAZ are only indicative. The relative horizontal movements between the different massifs resulting from the Pyrenean compression are not represented. The diagram shows the general southward migration of exhumation from the North-Pyrenean Zone (middle Eocene – early Oligocene) to the southern foreland basin (late Oligocene - early Miocene). The diagram also shows the Miocene exhumation of the Chiroulet massif attesting of the late tectonic uplift of the northern edge of the Axial Zone. To the south, the Bielsa massif was buried during the Oligocene below the Gavarnie basement thrust sheet, before its exhumation during the early-middle Miocene, out-of-sequence with respect to the more external Guarga thrust (see sections in Fig. 5). At Broto and Guarga, the samples were buried by sedimentation before tectonic uplift (at Broto, both samples come from a same stratigraphic level that was tilted to form a sub-vertical profile between 40 and 30 Ma).



| Sample | Latitude      | Longitude   | Elevation<br>(m) | N  | $\rho d \times 10^5$<br>(counted) | $\rho s \times 10^5$<br>(counted) | $\rho i \times 10^5$<br>(counted) | [U]   | $P(\chi^2)$ | Var<br>(%) | FT age<br>( $\pm 2\sigma$ ) | Dpar | MTL( $\pm 1\sigma$ )<br>(Tracks) |
|--------|---------------|-------------|------------------|----|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------|-------------|------------|-----------------------------|------|----------------------------------|
| BA1    | N42°50'20 "   | W0°17'25.7" | 3137             | 20 | 14.14<br>(8282)                   | 2.24 (136)                        | 18.52 (1123)                      | 14.9  | 42.45       | 1          | $29.3 \pm 2.7$              | 2.1  | $13.5 \pm 1.9$<br>(56)           |
| BA5    | N42°51'29.1 " | W0°17'22.2" | 2080             | 20 | 13.47<br>(8282)                   | 1.82 (74)                         | 15.08 (611)                       | 13.87 | 99.89       | 0          | $27.9 \pm 3.5$              | 1.9  | $13.9 \pm 1.7$<br>(66)           |
| BA8    | N42°45'15.3 " | W0°14'22.0" | 1614             | 20 | 13.87<br>(8282)                   | 2.43 (156)                        | 28.13 (1806)                      | 24.51 | 98.06       | 0          | $20.5 \pm 1.8$              | 2.1  | $18.8 \pm 1.9$<br>(114)          |
| GV2    | N42°42'39.0"  | W0°03'25.4" | 2212             | 23 | 13.63<br>(12288)                  | 3.4 (172)                         | 25.84 (1308)                      | 22.69 | 34.46       | 14         | $29.6 \pm 2.6$              | —    | —                                |
| GV5    | N42°43'59.8"  | W0°00'32.5" | 1388             | 18 | 12.34<br>(10996)                  | 6.05 (245)                        | 66.82 (2706)                      | 64.3  | 97.53       | 0          | $18.2 \pm 1.2$              | 2    | —                                |
| JA2    | N42°47'45.5"  | W0°31'26.8" | 1632             | 20 | 10.92<br>(7145)                   | 1.95 (91)                         | 13.58 (634)                       | 17.72 | 93.19       | 2          | $26.8 \pm 3.1$              | —    | —                                |
| JA3    | N42°47'59.7"  | W0°31'14.6" | 1641             | 16 | 11.27<br>(7373)                   | 4.18 (156)                        | 29.1 (1087)                       | 32.67 | 1.85        | 26         | $30.0 \pm 3.5$              | —    | —                                |
| PM2    | N42°56'33.5"  | E0°05'07.7" | 1750             | 20 | 15.11<br>(14734)                  | 6.4 (471)                         | 68.5 (5022)                       | 52.7  | 99.19       | 0          | $24.2 \pm 1.3$              | 2.2  | $13.1 \pm 2.3$<br>(69)           |
| PM3    | N42°56'53.2"  | E0°05'00.8" | 1650             | 20 | 13.46<br>(12632)                  | 8.09 (626)                        | 88.6 (6855)                       | 70.34 | 93.76       | 0          | $20.1 \pm 0.9$              | 2    | $13.5 \pm 2.3$<br>(92)           |
| LP3    | N42°59'01.4"  | E0°07'16.4" | 1226             | 20 | 15.41<br>(14734)                  | 3.9 (399)                         | 33.3 (3331)                       | 24.55 | 92.35       | 0          | $31.5 \pm 1.8$              | 2    | $13.8 \pm 1.9$<br>(57)           |
| BB1    | N43°04'12.2"  | E0°08'17.8" | 557              | 20 | 12.03<br>(7978)                   | 5.7 (246)                         | 27.9 (1210)                       | 29.66 | 78.7        | 0.01       | $41.8 \pm 3.1$              | 1.9  | $13.8 \pm 1.8$<br>(116)          |
| BB2    | N43°04'05.4"  | E0°08'07.8" | 641              | 16 | 12.79<br>(7978)                   | 3.7 (127)                         | 19.6 (673)                        | 19.2  | 80.64       | 0          | $41.2 \pm 4.1$              | 1.8  | $13.8 \pm 1.6$<br>(65)           |

Table 1 – Labaume et al.

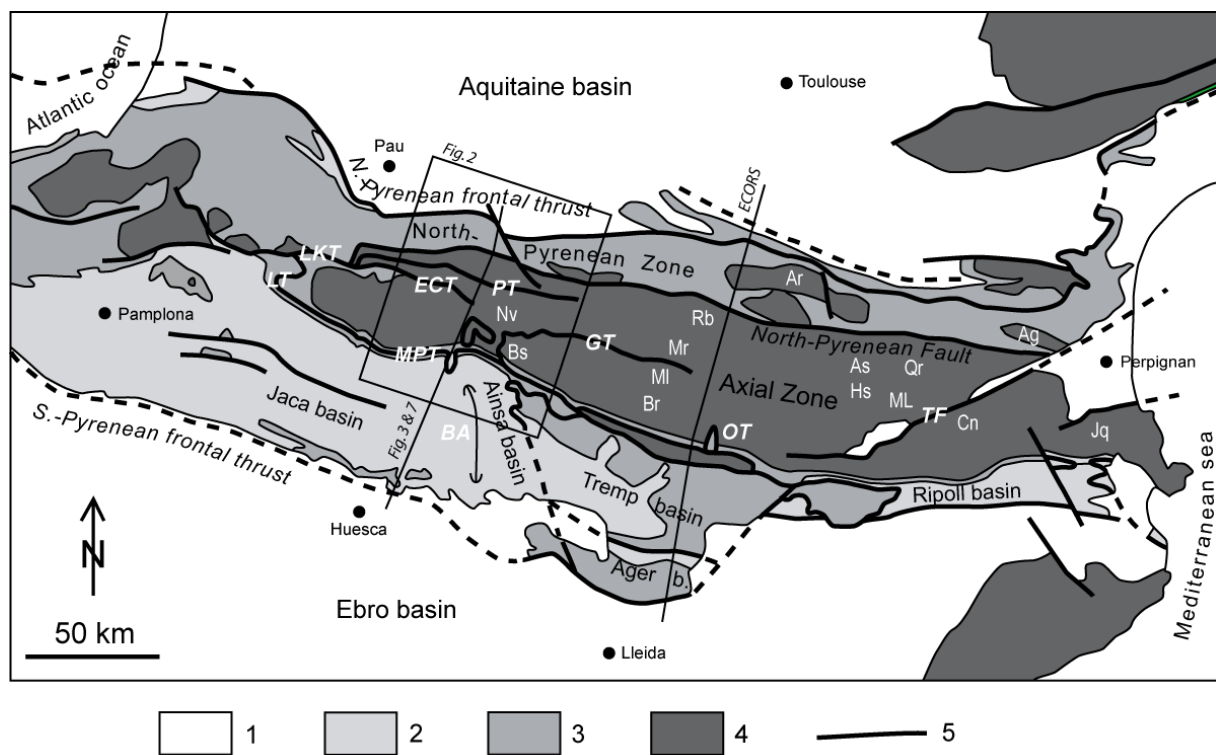


Figure. 1 - Labaume et al.

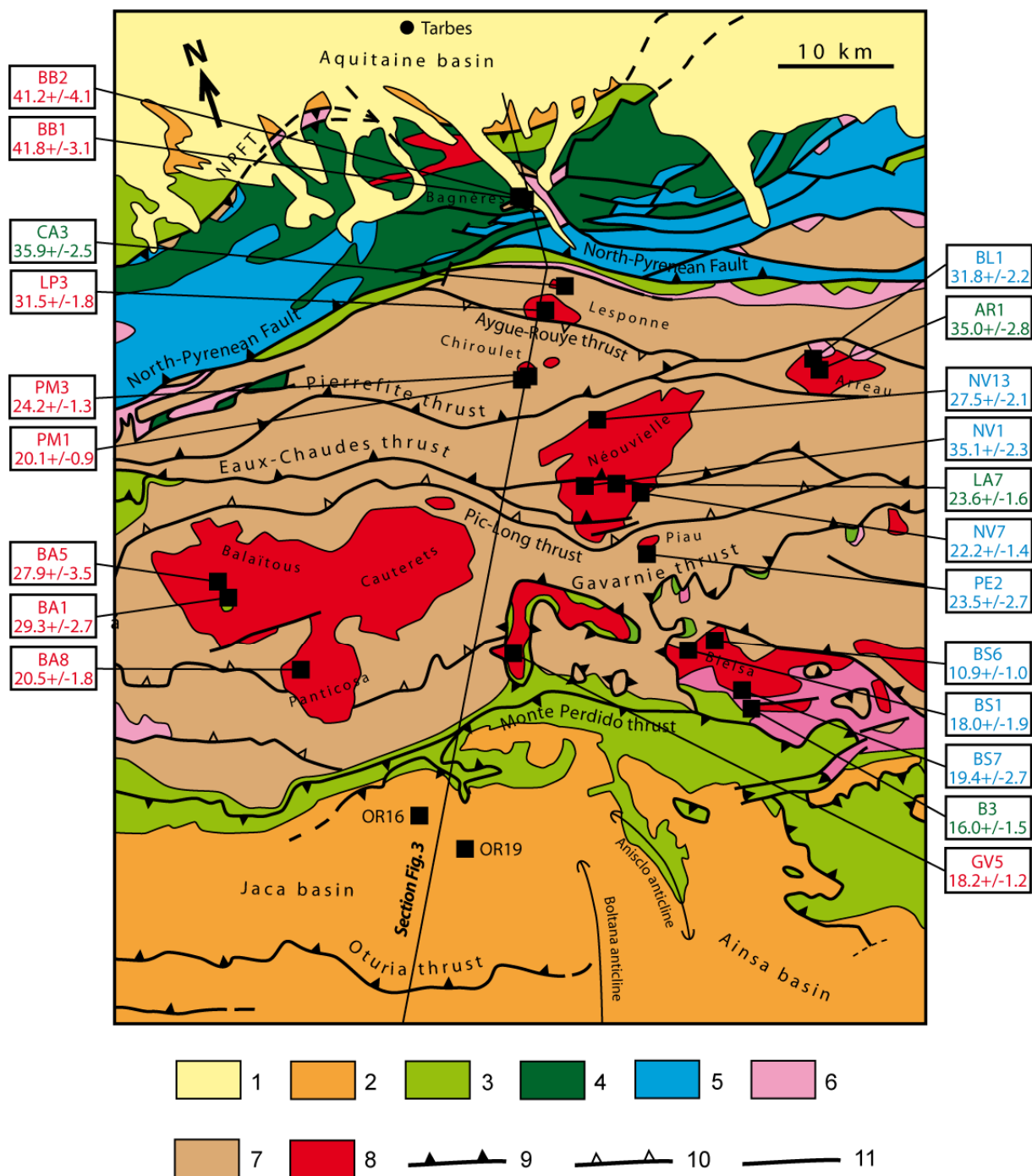


Figure. 2 - Labaume et al.

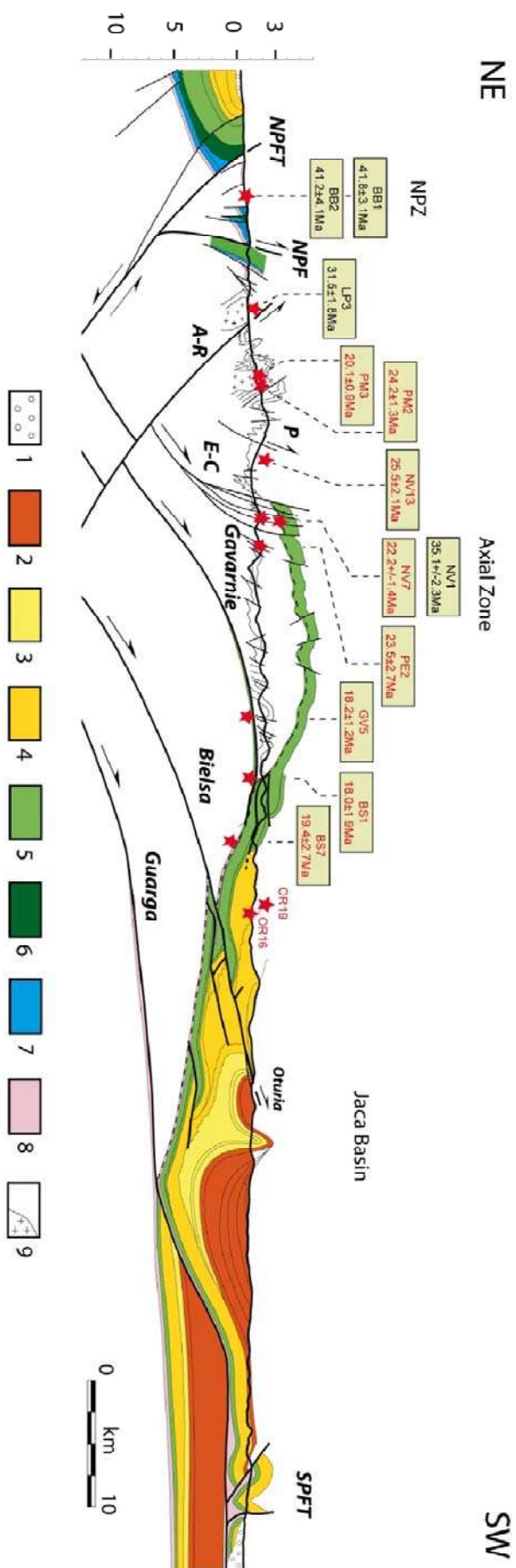


Figure 3 - Labaume et al.

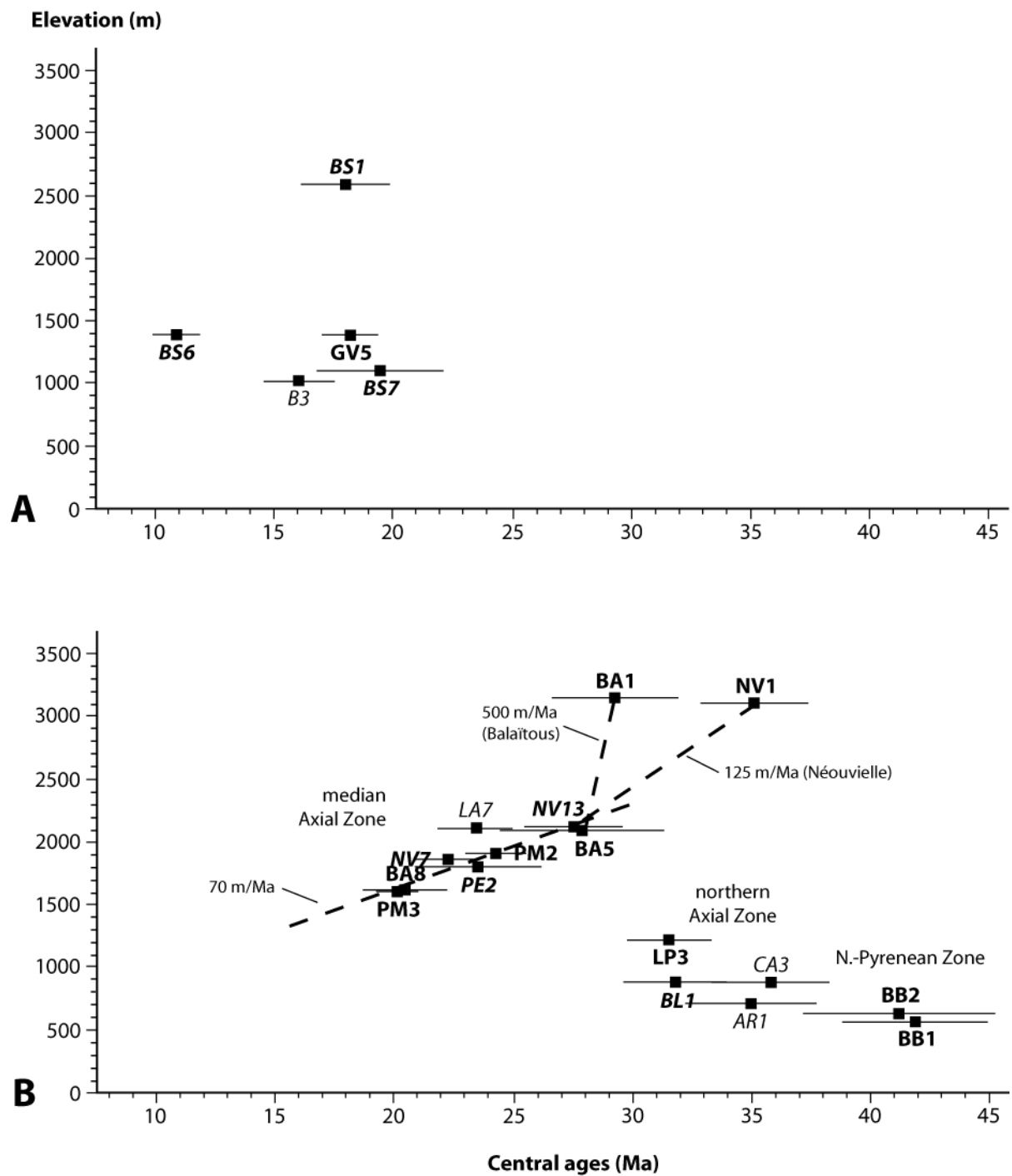


Figure 4 - Labaume et al.

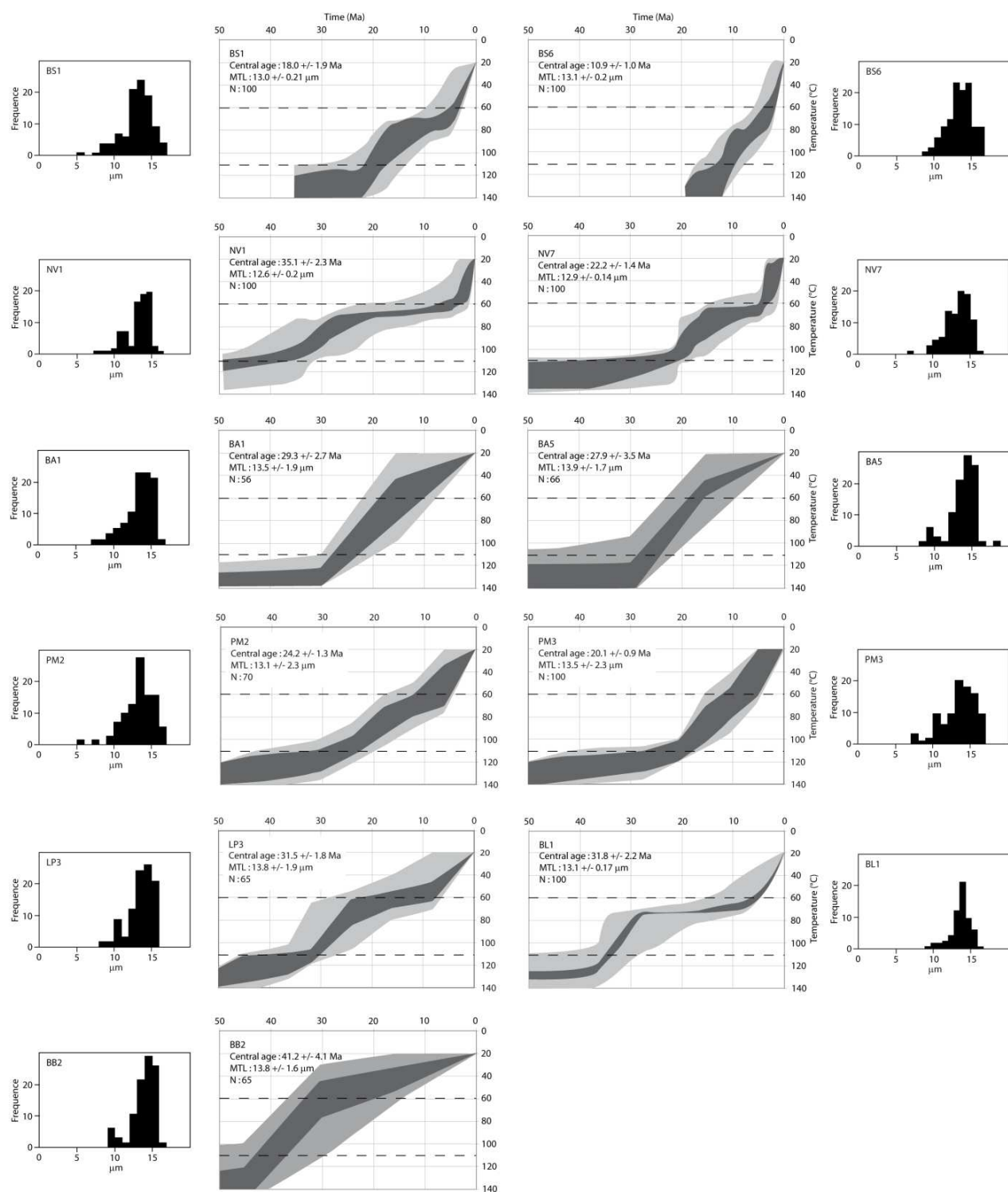


Figure 5 - Labaume et al.

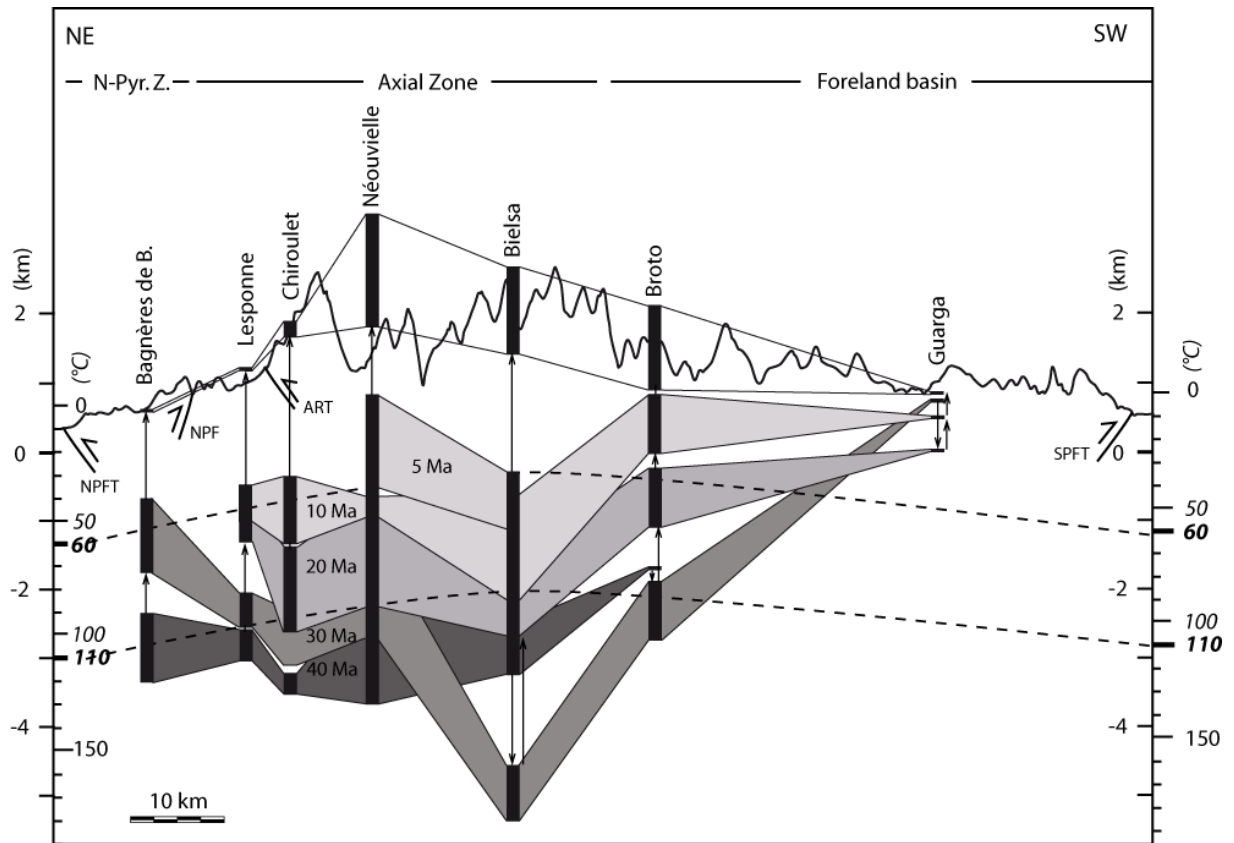


Figure 6 - Labaume et al.





# Chapitre V. Discussion

## V.1. Introduction

Il s'agit dans un premier temps, d'après l'analyse des paramètres géométriques et cinématiques obtenus à partir du modèle d'évolution thermo-tectono-stratigraphique du bassin de Jaca (**chapitre III ; Figure V-1**), de tenter de mettre en évidence les mécanismes de déformation mis en œuvre durant la construction du prisme pyrénéen.

Dans un deuxième temps, les résultats thermochronologiques et structuraux obtenus dans le bassin sud-Pyrénéen (**chapitre III**) et dans les unités de socle de la Zone Axiale et de la Zone Nord Pyrénéenne (**chapitre IV**) sont intégrés dans un modèle d'évolution crustal de l'ensemble du prisme pyrénéen.

Dans les sections suivantes, il s'agira de replacer les résultats obtenus dans cette étude dans le contexte des travaux antérieurs et modèles décrivant l'évolution des Pyrénées, et également dans le contexte plus général de l'évolution des prismes orogéniques. Sur ce dernier point nous nous intéresseront plus particulièrement au cas des Apennins du nord qui constitue un prisme orogénique ayant des caractéristiques géodynamiques différentes des Pyrénées.

## V.2. Mécanique de déformation du prisme sud-pyrénéen

L'étude de la variation de la pente de surface ( $\alpha$ ), de la pente du décollement basal ( $\beta$ ) et de la quantité et du mode de l'avancée du front de déformation renseigne sur l'évolution mécanique du prisme. La pente de surface, ou pente topographique, du prisme se mesure entre le front de déformation et la partie interne de l'édifice orogénique. L'angle du décollement basal correspond, dans le cas du bassin sud-pyrénéen au niveau de décollement localisé à l'interface entre les sédiments du bassin et le socle. Deux modes principaux décrivent l'avancée du front de déformation :

- ♦ L'avancée par accréation frontale : le front se propage lors de l'accréation d'une nouvelle écaille entraînant l'incorporation de matériel dans le prisme orogénique. Le

volume total de matériel intégré au prisme correspond au volume accrété (qui dépend de la quantité de l'avancée du front de déformation ainsi que de la profondeur du niveau de décollement) et de l'épaisseur des sédiments syn-orogéniques pouvant être déposés sur le prisme (*wedge-top*)

- ♦ L'avancée par augmentation du rejet sur le chevauchement frontal. La propagation du front de déformation dans le bassin d'avant-chaine étant généralement synchrone de son remplissage, l'augmentation de rejet sur le chevauchement frontal entraîne également l'incorporation de matériel dans le prisme. Dans ce cas, le volume de matière intégré au prisme ne dépend que de l'épaisseur de sédiments syn-orogéniques déposés sur le prisme.

Ces deux modes de croissance frontale du prisme ont coexisté dans les Pyrénées.

A l'Eocène inférieur, âge de mise en place du chevauchement des Eaux-Chaudes (datations de zones de cisaillement dans le massif du Néouvielle correspondant à l'amortissement du chevauchement des Eaux-Chaudes ; *Wayne & McCaig, 1998 ; Jolivet et al., 2007*), le front de déformation du prisme pyrénéen est localisé à proximité de la marge nord du bassin turbiditique (**Figure V-1A**). Au Lutétien supérieur, à la faveur d'un niveau de décollement localisé à la base des carbonates du Crétacé supérieur et enraciné dans le chevauchement des Eaux-Chaudes, le front de déformation se propage dans le bassin en lien avec l'activation du chevauchement du Mte Perdido (**Figure V-1**). Au même âge, l'extrémité sud du bassin est affectée par la formation de plis sur décollement (correspondant aux actuels plis transverses des Sierras Exteriores ; **Figure V-1**) que l'on peut raisonnablement associer à l'activité du chevauchement des Eaux-Chaudes dans les zones internes. L'âge identique de ces structures semble suggérer une migration brutale du front de déformation au Lutétien supérieur d'environ 70 km. Malgré l'absence de contraintes d'âge plus précises permettant d'établir une chronologie de l'activation de ces structures, il apparaît probable que la migration du front de déformation, par accrétion frontale, s'est déroulée en deux temps : tout d'abord une avancée d'environ 20km, correspondant à l'activation du chevauchement du Mte Perdido puis de façon quasi simultanée, le front de déformation s'est propagé à l'extrémité sud du bassin d'environ 50km, alors localisé par les plis décollés sur le Trias des Sierra Exteriores. Probablement à la faveur d'une faille normale (héritée de l'extension Crétacé ?) située au sud de la rampe de mur du Mte Perdido, le décollement

situé à la base des carbonates du Crétacé supérieur a donc rejoint le Trias au Lutétien supérieur. Selon *Costa & Vendeville [2002]*, si un niveau de décollement à fort coefficient de friction rejoint un horizon à faible coefficient de friction, le front de déformation se propage rapidement. Durant le stade Eaux-Chaudes-Mte Perdido, on a pu avoir la propagation (lente ?) d'un décollement à forte friction dans les carbonates (unité du Mte Perdido s.s) suivi d'une propagation rapide lorsque le décollement a rejoint le Trias.

Au Lutétien supérieur, le comblement du bassin a débuté impliquant, dans les zones de sédimentation, l'existence d'une topographie nulle, i.e., au sud du chevauchement du Mte Perdido. L'absence de sédimentation conglomératique combinée à l'absence d'exhumation comme indiquée par les données TFA confirment l'existence d'une topographie nulle. Cependant, dans les parties plus internes, la superposition des unités de socle de Pierrefitte et des Eaux-Chaudes ainsi que l'activation du chevauchement du Mt Perdido induit la formation d'un léger relief structural augmentant ainsi la pente moyenne de surface du prisme qui à 37 Ma est estimée environ  $0.5^\circ$ . La topographie étant estimée, la connaissance des épaisseurs de sédiments déterminées par décompaction (*backstripping*) permet donc de contraindre la géométrie du décollement basal. A ce stade, celui-ci se caractérise par un point d'inflexion situé à l'aplomb de la discordance des Marnes de Larres sur les calcaires de plateforme de Guara (**Figure V-1A**). Au nord et au sud de ce point, l'angle du décollement basal est respectivement de  $\beta \approx 7^\circ$  et  $\beta \approx 1.2^\circ$  et le pendage moyen du décollement basal est d'environ  $4.1^\circ$ .

---

Figure V-1 : Reconstruction palinspatique du bassin de Jaca (cf. légende Figure III-11). La topographie correspond à une enveloppe passant par les sommets et donc à la topographie maximale.  $\alpha$  correspond à l'angle de la pente de surface du prisme et  $\beta$  à l'angle du décollement basal.



La valeur du biseau du prisme est donc  $\alpha + \beta \approx 4.6^\circ$ . La valeur de la pente du décollement basal correspondant à celle de la plaque plongeante, la rigidité flexurale de celle-ci joue un rôle majeur dans la dynamique du prisme [e.g., [Wang, 2001](#) ; [Ford, 2004](#)]. Le comportement mécanique de la plaque plongeante dépend de nombreux paramètres dont l'épaisseur et le régime thermique. A l'Albien, le coulisage de l'Ibérie induit un amincissement de la croûte associé à un fort gradient thermique qui a probablement eu comme effet de diminuer la rigidité flexurale de la plaque plongeante. Une faible rigidité flexurale entraîne une déflexion importante de la plaque plongeante ( $\beta$  élevé) et une pente topographie faible [[Wang, 2001](#)].

Entre 37 Ma et 28 Ma (stade Gavarnie) la géométrie du prisme montre une importante évolution avec l'augmentation de la pente de surface ( $\alpha \approx 2^\circ$ ), la diminution de la pente du décollement basal ( $\beta \approx 1.5^\circ$ ) et la diminution importante de l'angle du biseau du prisme  $\beta + \alpha \approx 3.4^\circ$  (**Figure V-2**). L'accrétion de l'unité de Gavarnie entraîne la déformation des unités chevauchantes sus-jacentes, e.g., Pierrefitte, Eaux-Chaudes – Mte Perdido participant à la formation de l'empilement anticlinal (*anticlinal stack*) qui caractérise la structure de la Zone Axiale. Ce mécanisme d'épaississement interne induit la création de reliefs dans les parties internes. Durant ce stade, l'augmentation de la pente de surface résulte de la combinaison de l'activation d'une structure de socle et de la diminution importante de la flexure. Les reliefs dont l'altitude maximale relative (différence entre l'altitude maximale de la partie interne et l'altitude du front) est estimée à environ 2500 m, sont érodés induisant l'exhumation et le refroidissement des roches. Celui-ci est mis en évidence par les traces de fission sur apatites et daté entre  $\approx 30$  Ma et 35 Ma à partir d'échantillons provenant des sommets des massifs du Néouvielle, de Bordère-Louron [[Jolivet et al., 2007](#)] de Lesponne (cf. **chapitre IV**) du Balaïtous (**Figure V-1**). L'érosion des reliefs se traduit dans le bassin par une sédimentation continentale importante (i.e., conglomérats de  $S^{ta}$  Orosia) également présente dans le bassin nord-pyrénéen (poudingue de Palassou). Le bassin est également affecté par une importante déformation matérialisée par les plis de propagation de  $S^{ta}$  Orosia et de Yebra de Basa, datés du Bartonien-Priabonien [e.g., [Puigdefabregas, 1975](#) ; [Teixell, 1994](#) ; [Teixell & Garcia Sansegundo, 1995](#)]. En réponse à cet épaississement, le front de déformation avance par accrétion frontale d'environ 10 km (**Figure V-3**), correspondant à l'émergence du front sud-pyrénéen actuel (mise en place de l'unité de San Felices au Priabonien supérieur-Rupélien inférieur, e.g., [Hogan & Burbank, 1996](#)). A ce stade, le bassin

de l'Ebre est devenu endoréique [e.g., *Vergès et al., 2002*] et est caractérisé par une sédimentation continentale importante. Les dépôts de la formation de Campodarbe remontent progressivement en discordance sur les parties internes de la chaîne (**Figure V-1B**) entraînant une élévation du niveau de base et diminuant ainsi la capacité érosive du système de drainage. Un tel mécanisme peut être favorable à la formation de surfaces d'érosion à haute altitude et à faible relief (HE-LR surface). Ce mécanisme, décrit par *Babault et al., [2005]*, a été invoqué par ces derniers pour expliquer la formation de telles surfaces, au Miocène dans les Pyrénées centrales et orientales. Durant le stade Gavarnie, malgré la combinaison de la charge tectonique (unité de Gavarnie) et sédimentaire (dépôts continentaux de la formation de Campodarbe), la diminution importante de la pente du décollement basale traduit probablement un changement de rigidité flexurale de la plaque plongeante qui devient plus importante en lien l'augmentation de l'épaisseur de la croûte (la partie de la croûte précédemment amincie ayant été alors subduite et déjà accrétée pour sa partie supérieure). En termes d'évolution stratigraphique du bassin, ce changement coïncide avec le passage du régime sous-alimenté (marin) au régime sur-alimenté (continental). La combinaison de la charge tectonique et sédimentaire conduit néanmoins à une augmentation de la subsidence du socle du bassin. Durant le stade Gavarnie, l'épaisseur érodée au dessus de l'unité de Gavarnie est estimée à environ 4 km impliquant un taux d'érosion de l'ordre de  $0.4 \text{ mm.an}^{-1}$ .

Entre 28 Ma et 20 Ma, l'évolution du prisme est marquée par une augmentation de la pente de surface  $\alpha \approx 3.2^\circ$ , de la pente basale  $\beta \approx 3.2^\circ$  et donc de l'angle du biseau  $\alpha+\beta= 6.4^\circ$  (**Figure V-2**). Le prisme s'épaissit dans sa partie interne en lien avec l'accrétion de l'unité de socle de Guarga, induisant une surrection d'environ 6 km du bord sud de la Zone Axiale et donc une augmentation de la pente de surface ( $\alpha$ ). Le passage de la rampe au palier entraîne également le basculement vers le sud du bord nord du bassin d'un angle d'environ  $9^\circ$ . La mise en place de l'unité de Guarga entraîne la déformation des unités tectoniques sus jacentes, i.e., l'unité de Gavarnie, des Eaux-Chaudes et de Pierrefitte. L'érosion des reliefs créés alimente le nouveaux dépôt-centre situé plus au sud dans le bassin de l'Ebre et correspondant à la formation continentale d'Uncastillo [*Teixell, 1996*]. La rampe de mur du chevauchement frontal, déjà active durant le stade Gavarnie, reste active durant le stade Guarga

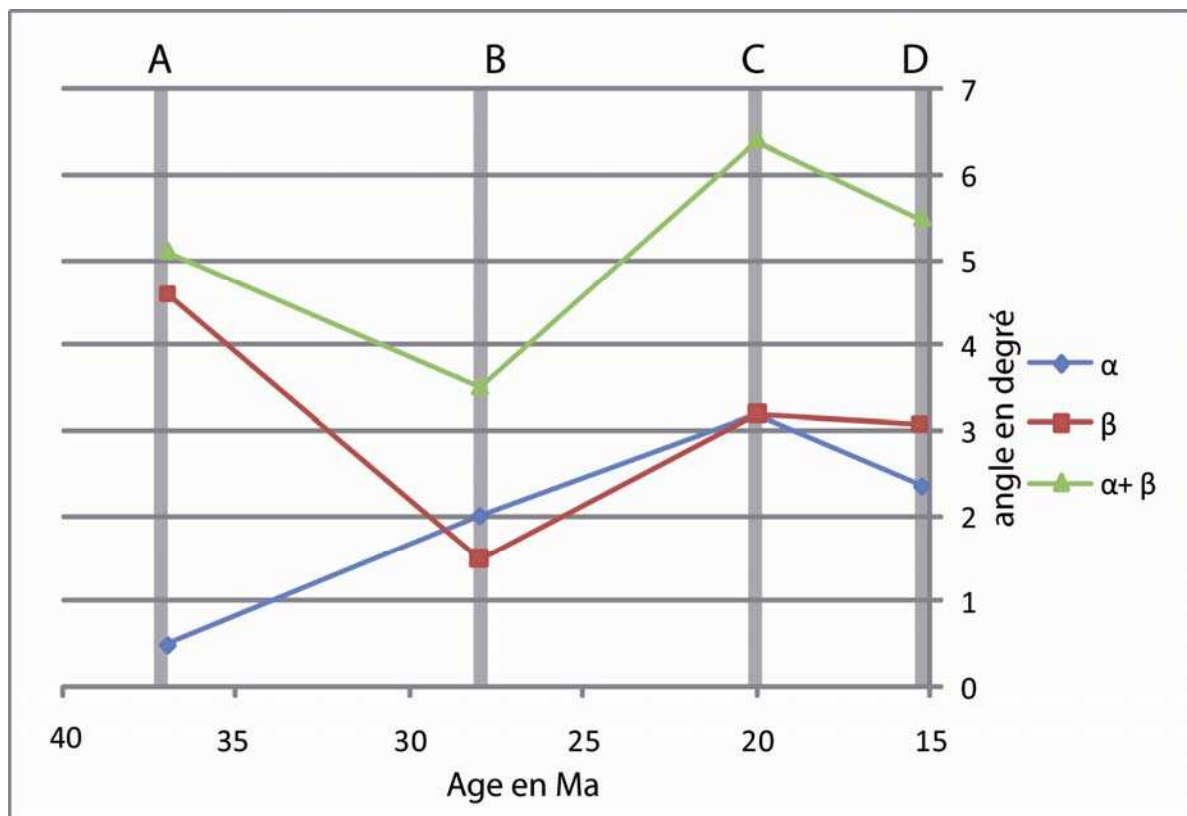


Figure V-2 : graphique représentant l'évolution de l'angle de la pente topographique  $\alpha$ , du décollement basal  $\beta$  et du biseau  $\alpha + \beta$ . A, B, C et D correspondent respectivement aux quatre stades d'évolution du bassin de Jaca représentés sur la **figure V-1**.

En réponse à l'épaississement interne, le front de déformation avance par augmentation du rejet d'environ 20 km dès le début de l'Oligocène supérieur (**Figure V-3**). Le matériel accrété à ce stade correspond au volume de l'unité crustale accrétée et au volume de sédiments oligocènes supérieurs-miocène inférieurs déposés sur le prisme. Le chevauchement frontal est scellé par ces dépôts du Miocène inférieur autour de 20 Ma. Comme il a été discuté plus haut, la géométrie de la flexure dépend de la rigidité flexurale de la plaque, mais également de la charge verticale ou de la forme de l'édifice orogénique. Entre 28 Ma et 20 Ma l'augmentation de l'angle du décollement basal résulte probablement de l'augmentation de la charge tectonique en lien avec la mise en place de l'unité de socle de Guarga. Durant la période 28-20 Ma, l'épaisseur érodée sur le bord sud de la Zone Axiale est d'environ 3.5 km pour un taux d'érosion de  $0.4 \text{ mm.an}^{-1}$ .

Entre 20 Ma et 15 Ma (stade Bielsa-Oturia), l'angle du décollement basal ne présente pas de changement et la pente topographique,  $\alpha \approx 2.5^\circ$ , décroît malgré la mise en place de

l'unité de socle de Bielsa. La combinaison de l'érosion de la Zone Axiale et de l'accumulation de sédiments au front, fixe (**Figure V-3**) car scellé par les sédiments oligo-miocènes de la formation d'Uncastillo, favorise probablement la réactivation tectonique hors-séquence du bord sud de la Zone Axiale par le chevauchement de Bielsa-Oturia (**Figure V-1D**). Entre 20 Ma et 15 Ma, l'érosion importante du toit de cette unité chevauchante (bord sud de la Zone Axiale : 2.7 km pour un taux de environ  $0.5 \text{ mm.an}^{-1}$  ; bord nord du bassin : 1.2 km pour un taux de  $0.2 \text{ mm.an}^{-1}$ ) est responsable du refroidissement enregistrée par les données thermochronologiques, et participe probablement à la diminution de la pente topographique malgré la mise en place de l'unité de Bielsa-Oturia.

### V.2.a. Conclusions

Il est important de noter que la valeur de l'angle du biseau du prisme,  $\alpha+\beta$ , se caractérise par une évolution périodique (**Figure V-2**) qui semble illustrer l'instabilité (« criticalité ») du comportement du prisme comme prédit par le modèle du prisme critique [e.g., *Davis, 1983*]. Il n'y a cependant pas de relation simple entre l'évolution de la pente de surface  $\alpha$  et l'évolution de la pente du décollement basal  $\beta$  qui semblent découplées. L'augmentation de la pente de surface semble néanmoins assez « normale » traduisant l'épaississement interne de l'orogène en lien avec l'accrétion des deux principales unités de socle, i.e., Gavarnie et Guarga. La diminution lors du dernier stade, i.e., Bielsa-Oturia entre 20 et 16 Ma traduit l'arrêt progressif de la tectonique et témoigne de l'effet dominant de l'érosion. L'évolution périodique de l'angle du biseau semble donc être contrôlée par les variations de l'angle du décollement basal ( $\beta$ ) qui présente d'importantes variations. Géologiquement, ces variations de  $\beta$  se traduisent durant le stade Gavarnie, par le passage du stade sous-alimenté (marin) au stade sur-alimenté (continental). La diminution importante de la valeur du décollement basal marque également la transition entre la fin de l'inversion des structures extensives et le début de la collision avec l'accrétion d'unités tectoniques de taille réduite, i.e., Eaux-Chaudes et la phase majeure de la collision avec l'accrétion d'unités de taille importante, i.e., Gavarnie puis Guarga. Certains paramètres comme la rigidité flexurale de la plaque inférieure peuvent également avoir une influence prépondérante sur l'évolution du prisme et soit responsable de l'évolution périodique du



biseau du prisme. Cette étude, préliminaire, nécessite néanmoins d'être complétée par des modélisations analogiques pouvant apporter d'importantes précisions sur les mécanismes de déformation, difficiles à contraindre, à la base du prisme.

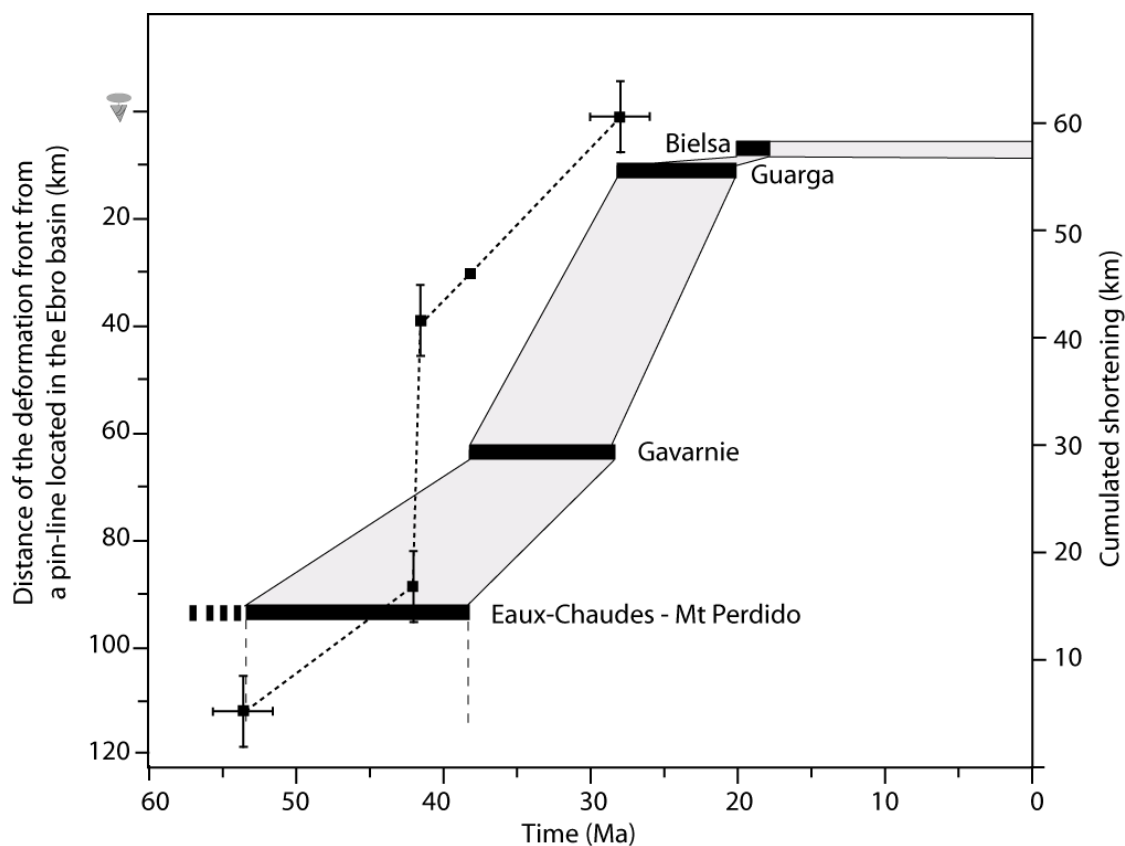


Figure V-3 : Graphique illustrant la propagation du front chevauchant (en pointillés) en lien avec la propagation du système chevauchant ainsi que le raccourcissement cumulé associé. Le début de l'activité du chevauchement des Eaux-Chaudes – Mte Perdido est en pointillé en raison de l'absence de contraintes. Les barres d'erreurs associées à la localisation du front sont qualitatives et traduisent l'incertitude sur sa position dans le temps et dans l'espace.

### V.3. Croissance du prisme pyrénéen

Il s'agit dans cette section de s'intéresser à la transversale complète de l'orogène Pyrénéen dans sa partie centre-ouest. L'étude thermo-tectonique conduite dans le bassin de Jaca (cf. **chapitre III**) a, dans un deuxième temps, été prolongée jusqu'au front nord pyrénéen (cf. **chapitre IV**).

La combinaison de ces nouveaux résultats et des données existantes [Morris *et al.*, 1998 ; Jolivet *et al.*, 2007] permet de proposer un modèle thermo-tectonique schématique d'évolution des Pyrénées centre-ouest (**Figure V-4 et V-5**).

*Stade initial  $\approx$  85 Ma : dispositif post-extension/ante-compression (**Figure V-4A**)*

A ce stade, la structure crustal résulte de la phase d'amincissement liée au coulissage de l'Ibérie. Sous les bassins de la Zone Nord-Pyrénéenne et du bord nord de la Zone Axiale la croûte atteint une épaisseur de 13 km environ [Teixell, 1998]. Au sud, la présence de calcaires de plateforme atteste d'une épaisseur de croûte normale.

Ce stade correspond à la fin du pic de métamorphisme Cénomanién terminal-Coniacien (de type Haute Température – Basse Pression daté entre 95 Ma et 85 Ma ; Albarède & Michard-Vitrac, 1978 ; Montigny *et al.*, 1986 ; Goldberg & Malusky, 1988) et associé à des circulations de fluides chauds résultant de la phase d'amincissement. Cet événement thermique, dont les températures maximales sont estimées entre 500°C-600°C [Goldberg & Leyreloup, 1990], combiné à l'enfouissement sédimentaire lié aux dépôts de l'Albien et du Crétacé supérieur entraîne la remise à zéro des apatites de l'échantillon BB1 (**Figures V-5A**) situé dans un bloc crustal de la Zone Nord-Pyrénéenne (**Figure V-4A**). L'échantillon LP3 provenant du granite de Lesponne (**Figure V-4A**), situé au mur de la Faille Nord-Pyrénéenne et au toit du futur chevauchement de Pierrefitte connaît une histoire thermique plus complexe (**Figure V-5B**), influencée par les effets antagonistes du métamorphisme pyrénéen d'intensité plus faible que pour BB1 et de la dénudation tectonique et de l'érosion liée à la formation des bassins extensifs crétacés. L'échantillon PM3 (**Figure V-5C**) est situé dans le même compartiment que l'échantillon LP3 mais à une profondeur supérieure. A ce stade, le domaine de la Zone Nord-Pyrénéenne correspond à un sillon de turbidites [Debroas, 1990 ; Biteau *et al.*, 2006] qui passe au sud (sur la futur Zone Axiale) à des calcschistes puis à des calcaires de plateforme.

*Stade 2  $\approx$  85 Ma - 55 Ma, inversion des structures extensives, protoprisme sous-marin (**Figure V-4B**)*

La compression pyrénéenne est active depuis le milieu du Campanien [Villien, 1988 ; Debroas, 1990] et induit l'inversion des structures extensives crétacées. A ce stade, la

subduction de la croûte Ibérique amincie, i.e.,  $\approx 13\text{ km}$  a débuté et le raccourcissement est estimé à environ 12 km. Une partie des structures extensives albo-cénomaniennes situées au toit du chevauchement de Pierrefitte (probablement encore inactif à ce stade) et au mur de la Faille Nord Pyrénéenne sont inversées sous la forme de chevauchements à vergence sud. Les unités accrétées à ce stade sont donc de taille réduite et au Paléocène la sédimentation est encore marine attestant de l'absence de topographie. La croissance du protoprisme induit la formation de bassins flexuraux alimentés par des turbidites. Durant le Crétacé supérieur, la croûte précédemment amincie est réépaissie. Ce régime d'inversion a probablement joué un rôle majeur dans l'absence de reliefs et à ce stade, le sommet du protoprisme, encore sous-marin, se caractérise par une sédimentation marneuse à intercalations brêchiques marquant l'activité des failles. Au sud, les dépôts de plateforme passent aux dépôts continentaux du Garumnien traduisant la formation du « forebulge » en réponse à la charge tectonique du prisme en construction. Dans le protoprisme, l'échantillon BB1 subit un refroidissement complexe (**Figure V-5A**) qui traduit l'effet de la relaxation thermique (postérieure au métamorphisme albo-cénomanienn) dont l'intensité est modérée par l'enfouissement sédimentaire sous les dépôts syn-orogéniques du Crétacé supérieur. Les échantillons LP3 et PM3 situés au mur de la Faille Nord-Pyrénéenne à vergence sud subissent une combinaison d'enfouissement tectonique et sédimentaire. Ce stade préfigure le développement vers le sud du pro-prisme (*pro-wedge*) qui débutera en réactivation de la structure extensive de Pierrefitte (**Figure V-4B**).

*Stade 3  $\approx 65\text{ Ma}$  -  $40\text{ Ma}$ , début de l'accrétion crustale, émergence des reliefs (**Figure V-4C**)*

Le raccourcissement accommodé depuis la fin du Crétacé est estimé à environ 22 km correspondant à un taux de  $1.1\text{ mm.an}^{-1}$ . La modélisation de l'histoire thermique de l'échantillon BB2 (**chapitre IV** et **Figure V-5A**) témoigne d'un refroidissement rapide à l'Eocène moyen synchrone de l'arrivée des premières molasses dans le bassin nord-pyrénéen (e.g., *Biteau et al., 2006*). Ce résultat atteste de l'émergence de reliefs au niveau de l'actuelle Zone Nord-Pyrénéenne en lien avec l'activité du rétrochevauchement (**CFNP**) et le développement du pro-prisme par l'ultime phase d'inversion des structures extensives (chevauchement de Pierrefitte) et le début de l'accrétion crustale avec la mise en place de

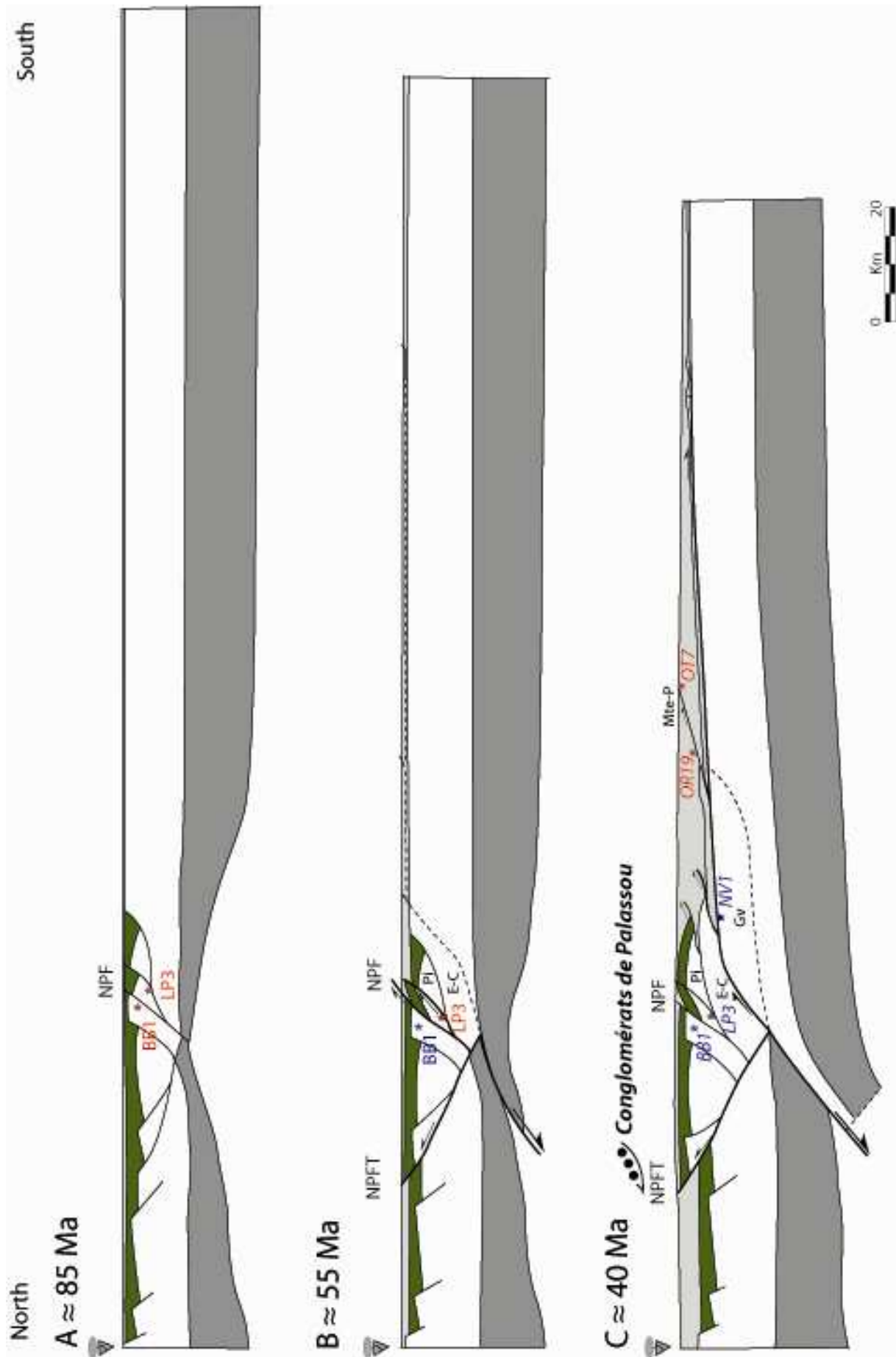
l'unité des Eaux-Chaudes à l'Eocène inférieur-moyen. A ce stade, le niveau de découplage intra-crustal étant localisé dans la partie supérieure de la croûte, les unités accrétées sont d'épaisseur réduite, i.e., Eaux-Chaudes et le pro-prisme est à ce stade encore principalement sous-marin. Au sud, le chevauchement des Eaux-Chaudes se propage en décollement à la base des calcaires du Crétacé supérieur puis dans le Trias, pour donner le chevauchement du Mte Perdido et les plis transverses dans les Sierras Exteriores (**Figure V-4C** ; cf. **V-1A**). Le bassin sud-pyrénéen fonctionne donc sur décollement (*piggyback basin*) à partir du Lutétien supérieur. Ce stade correspond au pic d'enfouissement, principalement d'origine sédimentaire, atteint par l'échantillon NV1 (sommet du massif du Néouvielle ; **Figure V-5D**) situé entre des zones de cisaillement correspondant à l'amortissement à l'est du chevauchement des Eaux-Chaudes (rejet et donc enfouissement tectonique faible). Des données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur K-feldspath en remise à zéro partielle obtenues sur l'échantillon NV1 [Jolivet et al., 2007] permettent de fixer une limite supérieure à la température maximale atteinte de 300°C environ. Le pic d'enfouissement de l'échantillon LP3 (**Figure V-5B**) est légèrement antérieur à celui de NV1 (**Figure V-5D**) mais se différencie probablement par une température maximale atteinte plus faible. Cela s'explique par le fait que la géométrie des structures plaide pour un enfouissement tectonique assez faible et stratigraphiquement, l'échantillon LP3 se situe approximativement au niveau de la marge nord du bassin sud pyrénéen, impliquant une épaisseur de sédiment syn-orogénique faible. Le pic d'enfouissement de PM3 (**Figure V-5C**) est contemporain de celui de LP3 mais se caractérise néanmoins par une température supérieure, probablement en raison du fait qu'il est localisé plus profondément dans la croûte. A ce stade, la sédimentation turbiditique dans le bassin sud-pyrénéen s'achève, la base de la série turbiditique étant dans la PAZ (cf. OR19 ; **Figures V-4C** et **V-5F**) alors que son sommet est enfoui à une température inférieure à 60°C (cf. OT7 ; **Figures V-4C** et **V-5G**). Le comblement du bassin commence avec le dépôt des marnes de Larrès. Cette étape constitue donc la transition entre le stade sous-alimenté (marin ; *underfilled stage*) et le stade sur-alimenté (continental ; *overfilled stage*). En raison du développement des Pyrénées occidentales prolongées par la chaîne Cantabrique conduisant à la fermeture de la connexion avec l'océan Atlantique, le bassin de l'Ebre devient endoréique [Vergès et al., 2002].

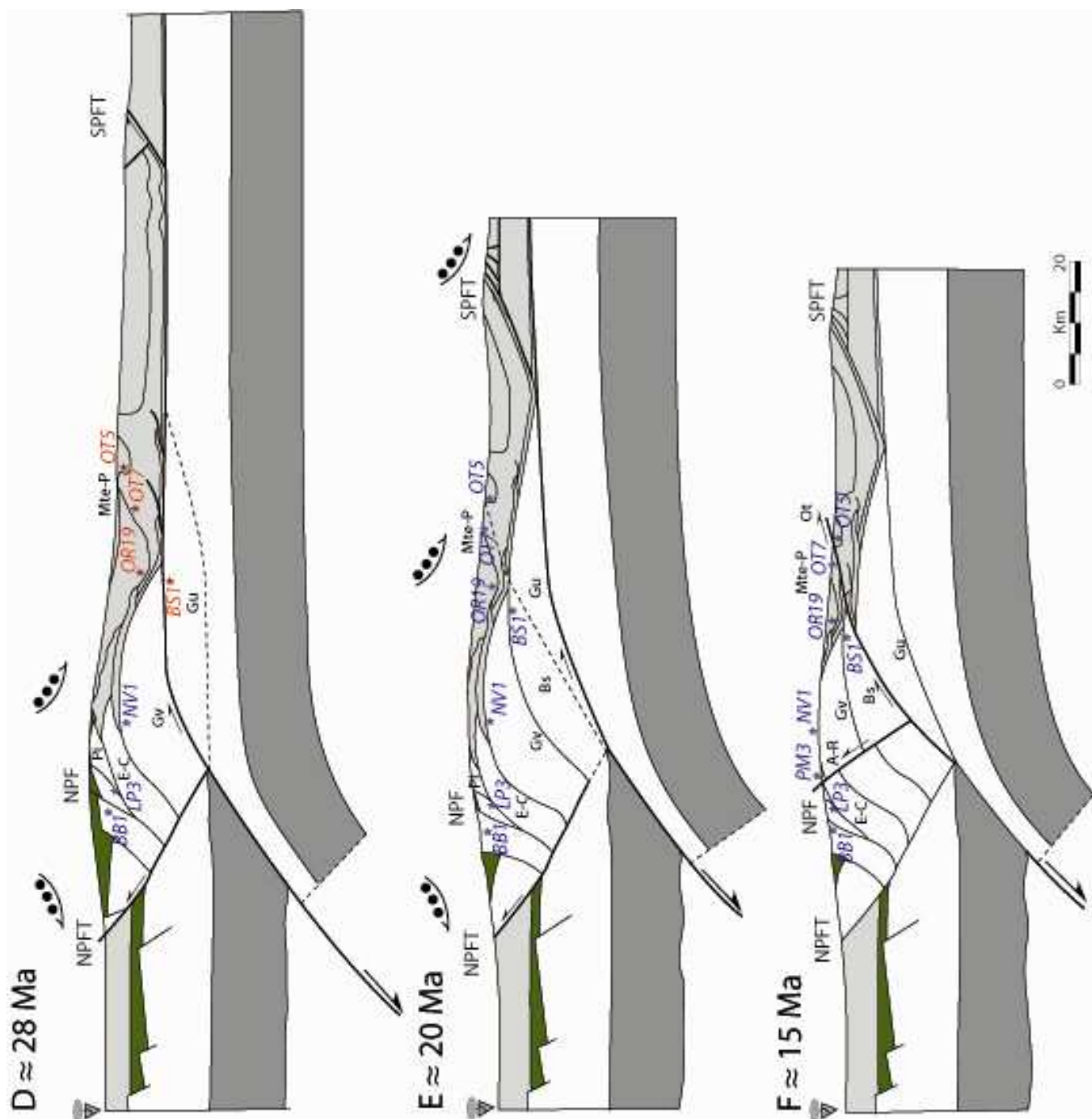
*Stade 4  $\approx$  40 Ma - 28 Ma, exhumation du pro-prisme (Figure V-4D)*

Durant le stade Gavarnie, le raccourcissement est estimé à environ 21 km. Le taux de raccourcissement correspondant est de  $\approx 1.75 \text{ mm.an}^{-1}$  et présente une accélération comparativement au stade précédent. Les échantillons LP3 et NV1 entrent dans la PAZ respectivement autour de 35 Ma et 31 Ma (**Figures V-5B et V-5D**), en lien avec l'accrétion de l'unité de Gavarnie. Le découplage intra-crustal est localisé dans la partie médiane de la croûte entraînant l'accrétion d'unités plus volumineuses. Ce processus entraîne la création de reliefs dont l'érosion localise le refroidissement enregistré par les données traces de fission sur apatites de NV1 et LP3. L'exhumation de l'échantillon LP3, situé au nord de l'actuelle Zone Axiale sur le flanc arrière de l'anticlinal de toit du chevauchement de Gavarnie, est probablement réalisée à la faveur de la combinaison de la surrection induite par l'accrétion de l'unité de Gavarnie et le plissement des unités sus-jacentes, et également de l'activité du rétrochevauchement (CFNP). Dans le bassin sud-pyrénéen, à travers le niveau de décollement localisé dans le Trias, le chevauchement de Gavarnie forme les plis de propagation syn-sédimentaires de S<sup>ta</sup> Orosia et Yebra de Basa, (datés du Bartonien-Priabonien : *Puigdefabregas, 1975; Teixell, 1994; Teixell & Garcia Sansegundo, 1995*) et

---

Figure V-4 : Modèle schématique de l'évolution du prisme Pyrénéen pour un raccourcissement total d'environ 95 km. La croûte inférieure est représentée en gris foncé. Les bassins albiens sont en vert. Au nord de la Zone Axiale, le gris clair correspond aux dépôts du Crétacé supérieur-Miocène et au sud, à partir de la partie médiane de la Zone Axiale, le gris clair correspond au Trias (niveau de décollement sous bassin) et aux dépôts du Crétacé supérieur-Miocène. On assume un découplage intra croûte moyenne. Les échantillons traces de fission sur apatite (TFA) sont représentés par des étoiles. Les structures en rouge correspondent aux structures actives et les traits en pointillé indiquent la trace des futurs chevauchements. Le trajet temps/température des échantillons TFA sont représentés sur la Figure V-5. Ce modèle étant schématique, pour des raisons de projection l'échantillon PM3 ne figure que sur le stade final à 15 Ma. 1. NPFT : North-Pyrenean Frontal thrust ; NFP : North-Pyrenean Fault ; A-R : Aigue-Rouye thrust ; Pi : Pierrefitte thrust ; E-C : Eaux-Chaudes thrust ; Gv : Gavarnie thrust ; Bs : Bielsa thrust ; Ot : Oturia thrust ; Mte-P : Mte Perdido thrust ; Gu : Guarga thrust ; SPFT : South-Pyrenean Frontal thrust.





émerge au niveau des actuelles Sierras Exteriores au Priabonien supérieur-Oligocène inférieur (mise en place de l'unité de San Felices ; *Puigdefabregas & Soler, 1973; Pocovi et al., 1990; Teixell & Garcia Sansegundo, 1995; Hogan & Burbank, 1996; Millan Garrido et al., 2000*). La sédimentation dans les bassins d'avant-chaines est continentale et alimentée par l'érosion des reliefs en formation. Au nord, la création d'importants reliefs se traduit par le dépôt du poudingue de Palassou [e.g., *Biteau, 2006*]. Dans le bassin de Jaca, cette sédimentation continentale (cf. OT5 ; **Figures V-4D et V-5H**) s'exprime également sous la forme de cônes alluviaux transverses et drainant les produits d'érosion de la couverture de l'actuelle Zone Axiale, correspondant principalement aux turbidites du Groupe de Hecho ainsi que les calcaires de plateforme sous-jacents (**chapitre III ; Figure V-4D**). L'échantillon BS1 [*Jolivet et al., 2007*] situé au mur du chevauchement de Gavarnie (**Figure V-4D**) a subi un enfouissement progressif dont le pic est atteint à la fin de la mise en place de l'unité de Gavarnie (**Figure V-5E**). Des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur K-feldspath [*Jolivet et al., 2007*] indiquent un niveau de remise à zéro partielle faible, ce qui suggère une température d'enfouissement n'excédant pas les 200°C. L'enfouissement du mur du chevauchement de Gavarnie résulte de la mise en place de l'unité chevauchante, mais également de la sédimentation continentale qui se poursuit à son toit à l'Oligocène inférieur. La température maximale atteinte peut cependant avoir été inférieure (**Figure V-5E**) si on admet, hypothèse très probable, l'effet d'une érosion continue lors de la mise en place de la nappe, diminuant ainsi l'épaisseur de cette dernière. L'endoréisme du bassin de l'Ebre empêche le drainage des produits d'érosion vers l'extérieur du système orogénique. Ces sédiments s'accumulent au pied des reliefs progressivement, et remontent en discordance (*onlap*) sur la Zone Axiale (**Figure V-4D**). Cette accumulation, combinée à l'épaississement tectonique lié à la mise en place de l'unité de Gavarnie, i.e., plissement en cascade dans la partie nord du bassin sud-pyrénéen, entraîne l'enfouissement des échantillons de turbidites OR19 et OT7 respectivement autour de 120°C et 60°C (**Figure V-4D, V-5F et V-5G**).

#### *Stade 5 ≈ 28 Ma - 20 Ma (Figure V-4E)*

Durant la phase Guarga, la profondeur du niveau de découplage reste identique au stade Gavarnie et l'épaisseur de l'unité accrétée, i.e., Guarga, est également identique à celle du stade précédent. Durant l'Oligocène supérieur (stade Guarga), le raccourcissement est



estimé à environ 34 km, correspondant à un taux de  $4,25 \text{ mm.an}^{-1}$  environ. Au sud, la mise en place de l'unité de Guarga induit la surrection du bord sud de la Zone Axiale d'environ 6 km, probablement responsable du début du refroidissement du granite de Bielsa (cf. BS1 ; [Jolivet et al., 2007](#) ; **Figure V-5E**) et des turbidites du bassin (cf. OR19 et OT7 ; **Figures V-5F et V-5G**). Pour les échantillons des parties centrale et nord de la Zone Axiale (NV1 et LP3) et de la Zone Nord-Pyrénéenne (BB2), l'Oligocène supérieur est caractérisé un taux de refroidissement faible. La mise en place de l'unité de Guarga entraîne la migration vers le sud, dans le bassin de l'Ebre, du nouveau dépôt centre, i.e, la formation d'Uncastillo [[Teixell, 1996](#)] qui scelle le front sud-Pyrénéen à environ 20 Ma. Au nord, la sédimentation continentale se poursuit.

#### *Stade 6 $\approx$ 20 Ma - $\approx$ 15 Ma, réactivation tectonique hors-séquence (**Figure V-4F**)*

Dans la partie nord de la Zone Axiale, l'échantillon PM3 enregistre une accélération du refroidissement à l'Oligocène supérieur (entrée dans la PAZ autour de 20 Ma ; **Figure V-5C**), résultant de la réactivation tectonique du bord nord de la Zone Axiale. La localisation de la déformation ainsi que la nature de la déformation restent assez mal définie, cependant le chevauchement d'Aigue-Rouye à vergence nord constitue une structure candidate à cette réactivation tectonique. En profondeur, nous proposons que cette structure se connecte au chevauchement à vergence sud de Bielsa.

Au sud, la mise en place du chevauchement de socle de Bielsa (**Figure V-4F**) induit l'exhumation finale puis le basculement vers le sud du granite de Bielsa [[Jolivet et al., 2007](#)]. Les données traces de fission suggèrent ainsi que le refroidissement du granite à travers la PAZ s'est fait avant son basculement vers le sud associé au passage rampe/palier du mur du chevauchement. Dans le bassin de Jaca, le chevauchement de couverture d'Oturia connecté au chevauchement de Bielsa induit l'exhumation finale des turbidites du groupe de Hecho. La combinaison de l'activité des chevauchements à vergence opposée d'Aigue-Rouye et de Bielsa induit l'exhumation en « pop-up » du bloc crustal que constituent les zones médiane et sud de la Zone Axiale. Ce stade correspond à la fin de la tectonique pyrénéenne et le raccourcissement enregistré n'est que de 6 km environ correspondant à un taux de  $1.5 \text{ mm.an}^{-1}$ .

### V.3.a. Conclusions

Les résultats thermochronologiques traduisent clairement la migration vers le sud de l'exhumation dans le prisme en lien avec, dans un premier temps (Crétacé supérieur-Paleocène), le développement du protoprisme (actuelle Zone Nord-Pyrénéenne), essentiellement caractérisé par l'inversion des structures extensives crétacées puis le développement, dans un deuxième temps (Eocène-Miocène inférieur), du pro-prisme caractérisé par l'accrétion d'écailles crustales. Les principaux mécanismes de déformation mis en œuvres dans la croissance du prisme comme l'accrétion et le sous-plaquage (underplating) induisent la formation de l'empilement anticlinal (*anticlinal stack*) d'écailles crustales, à l'origine de la création de reliefs, correspondant à la structure actuelle de la Zone Axiale. La zone la plus exhumée dans les Pyrénées centre-ouest est située dans la partie médiane de la Zone Axiale et résulte donc de l'érosion des reliefs en réponse à la construction de cet empilement d'unités de socle. Un autre caractère majeur de cette coupe des Pyrénées centre-ouest est l'évolution du niveau de remise à zéro des TFA des sédiments syn-orogéniques du bassin de Jaca (**Figure V-6**). La diminution de l'âge TFA vers le Nord conjointement avec l'augmentation de l'âge de dépôt traduisent l'effet de l'enfouissement sédimentaire, qui est le processus majeur de remise à zéro des apatite dans le bassin.

Le modèle proposé sur la figure V-4 rend bien compte de la géologie de surface mais soulève néanmoins certains problèmes. L'épaisseur relativement faible des unités de socle, i.e., Gavarnie et Guarga, inférieure à 7-8 km, nous contraint à localiser un niveau de découplage intra-crustal dans la partie supérieure de la croûte. Ceci implique donc de subduire une épaisseur non négligeable de croûte supérieure de densité plus faible que la croûte inférieure. La résistance à la subduction opposée par la croûte supérieure résultant de la force de flottabilité qui lui est appliquée pose la question de la viabilité d'un tel modèle. Ce modèle présente certains caractères géométriques communs avec celui proposé par *Beaumont et al, [2000]* dans les Pyrénées centrales qui néanmoins, en raison de l'épaisseur plus importante des unités tectoniques, localise le découplage intra-crustal à la discontinuité croûte moyenne – croûte inférieure.

Nous proposons donc en parallèle au modèle d'évolution présenté plus haut le stade final d'un autre modèle possible (**Figure V-7**) inspiré de celui proposé par *Teixell, [1998]* pour les Pyrénées occidentales (à l'ouest de notre zone d'étude). Cet auteur, en raison de la

géométrie des structures (à pendage modéré vers le nord) et de la profondeur et de la position de l'extrémité vers le sud du Moho européen (d'après le profil de sismique réflexion Arzacq-Pyrénées), suggère l'existence d'une structure majeure à pendage sud s'initiant à la discontinuité croûte moyenne – croûte inférieure et correspondant au rétrochevauchement principal (CFNP) et à partir de laquelle s'initient les chevauchements à vergence sud, i.e., Lakoura, Gavarnie et Guarga. Ce modèle présente aussi l'avantage de localiser le découplage à la discontinuité croûte moyenne-croûte inférieure. Malgré une cinématique et une géométrie un peu complexe, ce modèle permet de combiner une épaisseur réduite des unités accrétées avec une subduction n'affectant que la croûte inférieure.

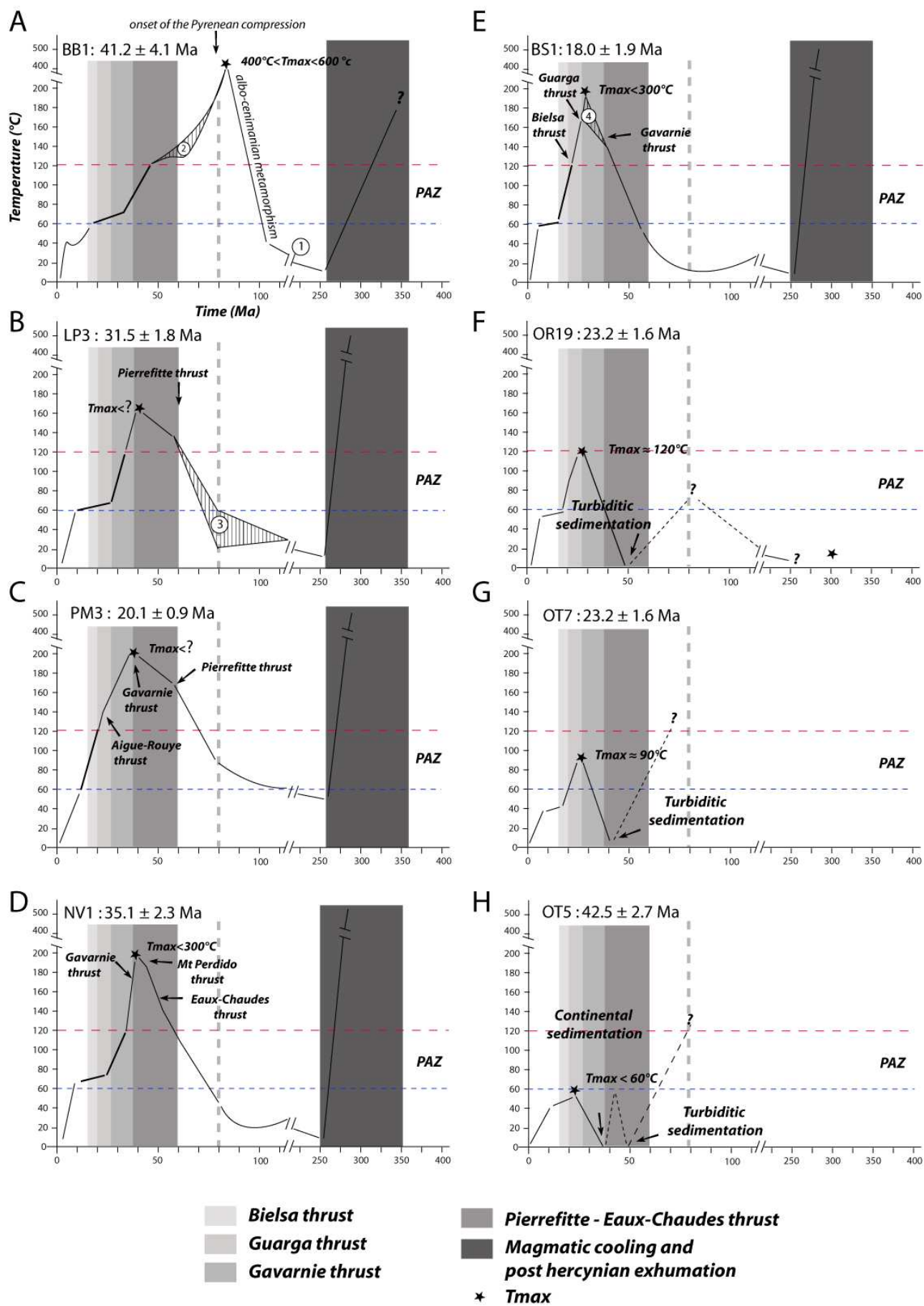


Figure V-5 : Schémas Temps-températures d'une sélection d'échantillons caractéristiques au cours de l'évolution de la transversale étudiée de l'orogène Pyrénéen. Pour tous les échantillons de granites paléozoïques (LP3, PM3, NV1, BS1) le premier épisode de refroidissement caractérise le refroidissement magmatique et l'exhumation post hercynienne. Pour les échantillons BB2, LP3, NV1 et BS1, La proximité de la couverture mésozoïque témoigne de leur présence près de la surface avant l'orogénèse pyrénéenne. Le PM3 était probablement localisé plus profondément dans la croûte A : échantillon BB2 situé dans la Zone Nord-Pyrénéenne. 1 : la pénéplanation post-hercynienne indique que l'échantillon était près de la surface au Trias. Cette configuration est la même pour tous les échantillons de roches hercyniennes excepté. 2 : le refroidissement du BB2 est complexe et dépend des effets antagonistes de la vitesse de la relaxation thermique postérieure au métamorphisme albo-cénomaniens et de l'enfouissement lié aux dépôts syn-orogéniques du Crétacé supérieur. A l'Eocène inférieur le trajet T-t de BB2 indique l'accélération du refroidissement et l'entrée dans la PAZ probablement en lien avec le début de l'accrétion crustale. Géologiquement cela se traduit par l'arrivée de dépôts molassiques dans le bassin nord-pyrénéen [poudingue de Palassou ; *Biteau et al., 2006*]. Au Miocène supérieur, l'inflexion vers le haut de la courbe correspond à l'enfouissement sous le cône de Lannemezan ; B : échantillon LP3 situé au nord de la Zone Axiale : l'histoire thermique au Crétacé peut présenter plusieurs scénarii dépendant de l'influence du fort gradient géothermique lié à l'amincissement crustal, et de la dénudation tectonique entraînant le refroidissement. L'initiation du refroidissement à l'Eocène moyen résulte de l'accélération de l'érosion en réponse au l'accrétion des unités des Eaux-Chaudes et de Gavarnie. Le ralentissement du refroidissement à la base de la PAZ traduit la migration de la déformation vers sud. C : Le PM3 n'est pas affecté par le métamorphisme pyrénéen. Son pic d'enfouissement est contemporain du LP3 qui se situe dans la même unité tectonique. Le PM3 connaît un début du refroidissement à l'Eocène inférieur en lien avec la mise en place des Eaux-Chaudes et de Gavarnie mais présente également une accélération du refroidissement à l'Oligocène supérieur – Miocène inférieur en raison de l'activation du chevauchement à vergence nord d'Aigue-Rouye ; D : l'échantillon NV1 connaît son pic d'enfouissement ( $T_{max} < 300^{\circ}\text{C}$ ) à la fin de l'Eocène moyen. Son refroidissement débute au Priabonien avec la mise en place de la nappe de Gavarnie ; E : L'échantillon BS1 subit la combinaison de l'enfouissement tectonique, lié à la mise en place de la nappe de Gavarnie, et sédimentaire au toit de celle-ci. 4 : Cependant, l'effet de l'enfouissement tectonique et sédimentaire est contrebalancé par l'effet de l'érosion des reliefs en construction. La température maximale atteinte lors de l'enfouissement est inférieure à environ  $200^{\circ}\text{C}$  d'après des données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur K-feldspath [*Jolivet et al., 2007*] qui ont été partiellement remises à zéro. Son exhumation au Miocène inférieur est liée à l'activation du chevauchement de Bielsa ; F : L'échantillon OR19 appartient à la base de la série turbiditique du groupe de Hecho. Le Trait en pointillé correspond à l'histoire thermique de la source de ce sédiment qui, d'après *Caja et al., [2009]*, correspondrait à du matériel paléozoïque ayant connu un enfouissement assez faible durant le Mésozoïque. L'échantillon OR19 étant partiellement remis à zéro, la température maximale atteinte a été inférieure à  $120^{\circ}\text{C}$ . On peut néanmoins supposer que le OR19 ait franchi le sommet de la PAZ mais pour une durée insuffisante permettant sa remise à zéro complète. L'exhumation des turbidites débute à l'Oligocène inférieur en lien avec la fin d'activité du chevauchement de Guarga et se termine au Miocène inférieur en raison de l'activation du chevauchement de Bielsa-Oturia ; G : OT7 appartient à la partie supérieure de la série

turbiditique. L'histoire thermique de la source a nécessairement connu, durant le Mésozoïque puis durant le début de l'orogénèse pyrénéenne, une température d'enfouissement supérieure à celle de l'OR19. L'enfouissement de l'échantillon OT7 n'a pas été très important, ne permettant qu'un reset partiel faible des apatites. Son histoire d'exhumation est identique à celle de l'échantillon OR19 ; H : L'échantillon OT5 provient d'un cône alluvial dont la source correspond à la partie supérieure de la série turbiditique du groupe de Hecho formant la couverture de la Zone Axiale. On distingue donc dans l'histoire thermique anté-dépôt des apatites, l'histoire thermique de la source des turbidites et celle des turbidites. La température d'enfouissement de l'OT5 a été inférieure à 60°C, les apatites n'ayant pas été remis à zéro.

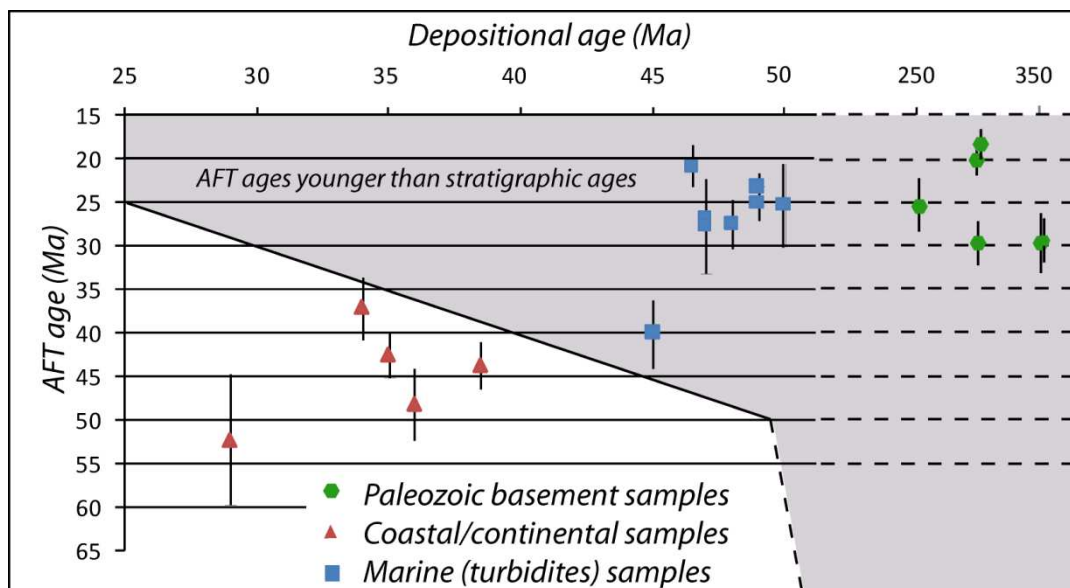


Figure V-6 : Représentation de l'âge trace de fission (âge central) en fonction de l'âge stratigraphique. La zone en grisée correspond aux échantillons dont l'âge central est inférieur à l'âge stratigraphique, caractéristique des échantillons dont les apatites ont été totalement ou partiellement remises à zéro.

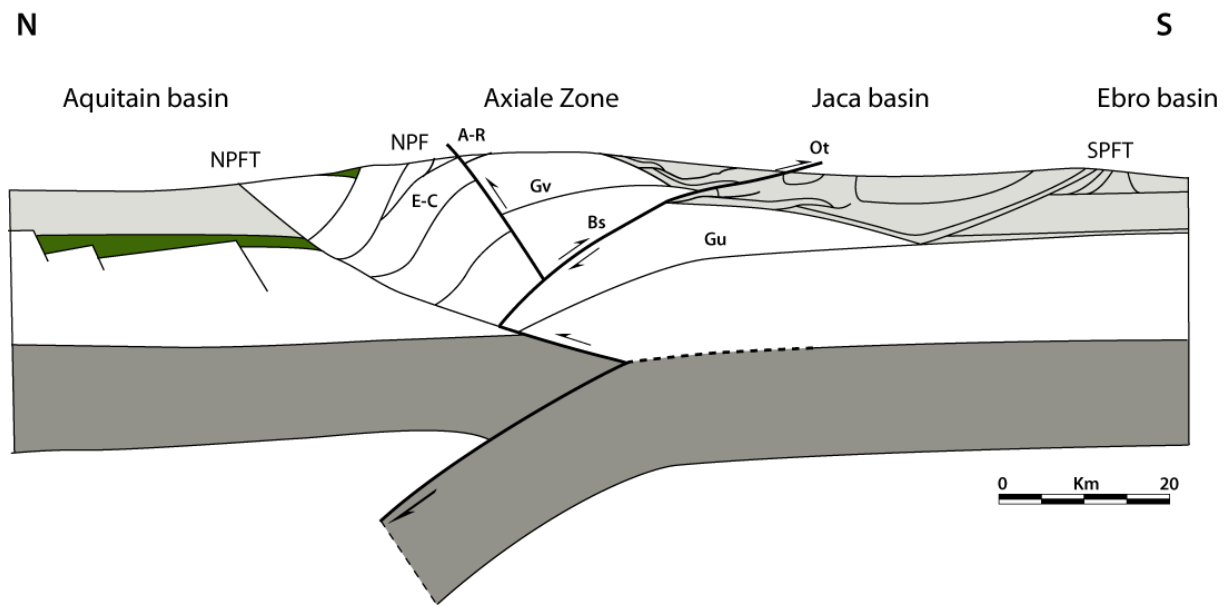


Figure V-7 : Coupe schématique illustrant le stade final d'un autre modèle d'évolution des Pyrénées centre-ouest [inspirée du modèle proposé par [Teixell, \[1998\]](#) pour les Pyrénées occidentales]. Le niveau de découplage se localise à la discontinuité croûte moyenne-croûte inférieure. Toutes les structures s'enracinent sur le rétrochevauchement. (cf. **Figure V-4** pour légende).

## V.4. Comparaison avec les Pyrénées centrales et orientales

L'évolution géodynamique des Pyrénées centre-ouest présente des points communs et des différences avec l'évolution géodynamique des Pyrénées centrales et orientales.

### *Similarités*

L'ensemble des données de thermochronologie obtenues sur ces différentes sections de l'orogène pyrénéen attestent de la migration vers le sud de l'exhumation [Morris *et al.*, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Maurel *et al.*, 2002 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007 ; Jolivet *et al.*, 2007 ; Metcalf *et al.*, 2009]. Les âges d'exhumation TFA les plus anciens rapportés à l'orogénèse pyrénéenne sont datés de l'Eocène inférieur et sont localisés dans la Zone Nord-Pyrénéenne des Pyrénées centrales, sur les massifs de L'Arize [Morris *et al.*, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999]. Sur le massif de l'Agly [Morris *et al.*, 1998], à l'est, et dans la région de Bagnères-de-Bigorre (cf. **chapitre IV**), à l'ouest, les âges d'exhumation TFA sont plus jeunes (Lutétien) mais restent cohérents avec les résultats obtenus dans les Pyrénées centrales. Ces données traduisent la construction du protoprisme, correspondant à l'actuel Zone Nord-Pyrénéenne, en lien avec l'inversion des structures extensives mésozoïques. Cette phase d'exhumation se traduit tout le long de la chaîne par une sédimentation molassique dans le bassin Nord-Pyrénéen [Biteau *et al.*, 2006].

Dans la Zone Axiale des Pyrénées centrales, le long du profil ECORS, Les profils thermochronologiques sub-verticaux réalisés sur les massifs de Ribérot (unité des Nogueras ; Fitzgerald *et al.*, 1999), de Marimaña (unité des Nogueras ; Sinclair *et al.*, 2005), de la Maladeta (unité d'Orri ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007 ; Metcalf *et al.*, 2009) et de Barruera (unité d'Orri ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007) témoignent d'une exhumation de la partie Nord de la Zone Axiale (massif de Ribérot) à l'Eocène inférieur-moyen, de la partie médiane à l'Eocène supérieur-Oligocène (massif de Marimaña et de la Maladeta) et de la bordure sud au Miocène inférieur (massif de Barruera). La phase d'exhumation Oligocène est générale à l'ensemble de l'axe de l'orogène et les profils de refroidissement des massifs de la Maladeta/Marimaña, du Néouvielle, de Bordère-Louron et du Balaïtous montrent des trajets similaires : exhumation rapide à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur puis ralentissement important à l'Oligocène supérieur-Miocène. A l'instar des Pyrénées centrales, le bord Sud de la Zone Axiale des Pyrénées



centre-ouest présente des âges miocènes inférieurs sur le massif de Bielsa [Jolivet *et al.*, 2007].

### *Différences*

Contrairement aux autres transects, le nord de la Zone Axiale des Pyrénées centrales est caractérisé par des âges TFA éocènes inférieurs. Dans la partie nord de la Zone Axiale des Pyrénées centre-ouest et orientales, on retrouve aussi des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  éocènes inférieurs dans des zones de faille, i.e., zones de cisaillement associées au chevauchement des Eaux-Chaudes à l'ouest [Jolivet *et al.*, 2007], à la faille de Mérens à l'est [Maurel, 2003] et interprétés comme résultant de l'activité de ces failles. Ces résultats traduisent une exhumation différentielle du nord de la Zone Axiale, active à l'Eocène inférieur uniquement dans les Pyrénées centrales. A l'ouest et à l'est, la croissance du prisme mis en évidence par la datation des zones de faille, n'induit pas d'exhumation.

De plus dans la partie médiane de la Zone Axiale des Pyrénées centrales, des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur feldspath-K [massif de la Maladeta ; Metcalf *et al.*, 2009] et traces de fission sur zircon [massifs de Marimaña et de la Maladeta ; Sinclair *et al.*, 2005] permettent d'estimer la température d'enfouissement de la base de ces massifs à environ 280°C, soit 9-10 km avec un géotherme de 30°C.km<sup>-1</sup> [Metcalf *et al.*, 2009]. Plus à l'ouest des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur feldspath-K et biotite [Jolivet *et al.*, 2007], dans les massifs du Néouvielle et de Bielsa sont caractérisées par des âges mixtes permettant ainsi de fixer une température d'enfouissement d'au maximum 300°C [Jolivet *et al.*, 2007] correspondant à une profondeur n'ayant pas excédé 10 km. Ces auteurs proposent la valeur plus probable de 6-8 km d'enfouissement durant l'orogénèse pyrénéenne.

La modélisations de données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur feldspath-K du massif de la Maladeta [Metcalf *et al.*, 2009] suggèrent un enfouissement de ce massif à 70 Ma interprété comme résultant de l'activité du chevauchement de Gavarnie. Celui-ci induit l'enfouissement tectonique du massif de la Maladeta par le charriage de l'unité des Nogueras. Cependant, plus à l'ouest, des données TFA obtenues sur les granites du Néouvielle et de Bielsa semblent montrer que cette structure est active à l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur et est responsable simultanément de l'exhumation du massif du Néouvielle et de l'enfouissement du massif de Bielsa [Jolivet *et al.*, 2007]. A cette incohérence s'ajoute également le fait que le chevauchement de Gavarnie, séparant à l'est les massifs de Marimaña au toit et de la

Maladeta au mur, se caractérise dans ce secteur par un rejet faible [Soler *et al.*, 1998] attestant de son amortissement à l'est. L'incompatibilité des résultats pose donc le problème de la continuité latérale des structures dans la chaîne suggérant ainsi que le chevauchement de Gavarnie soit relayé à l'est par le chevauchement d'Orri responsable de l'exhumation conjointe des massifs de Marimaña et de la Maladeta à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

Les parties médiane et sud de la Zone Axiale des Pyrénées centre-ouest sont affectées par un épisode tectonique hors-séquence d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur induisant leur exhumation en « pop-up ». Dans les Pyrénées centrales, cette réactivation tectonique enregistrée dans le massif de Barruera [Sinclair *et al.*, 2005] n'affecte que le bord sud de la Zone Axiale.

Au même âge, les Pyrénées orientales sont affectées par une phase d'extension en lien avec l'ouverture du bassin Algéro-Provençal [Séranne, 1999]. Cette extension induit l'exhumation des massifs du Canigou, au mur de la faille de la Têt, et des Albères, au mur de la faille normale de la Tech, enregistrée par les données traces de fission respectivement entre 27-21 Ma et 19-20 Ma [Maurel *et al.*, 2007].

#### Raccourcissement

A l'instar de l'exhumation, l'évolution du raccourcissement et la durée de la phase compressive sur ces différentes sections montrent d'importantes différences.

Le raccourcissement total est estimé à 125 km pour une durée de la convergence de 50 Ma dans les Pyrénées orientales [Vergès *et al.*, 1995] et, suivant les auteurs, compris entre 80 km et 165 km dans les Pyrénées centrales [Roure *et al.*, 1989 ; Mattauer, 1990 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont *et al.*, 2000] pour une durée de la convergence de 60 Ma. Le taux moyen de raccourcissement correspondant est de 2.5 mm.an<sup>-1</sup> dans les Pyrénées orientales [Vergès *et al.*, 1995] et pour le modèle le plus couramment admis aujourd'hui, de 2.7 mm.an<sup>-1</sup> dans les Pyrénées centrales [Beaumont *et al.*, 2000]. Dans les Pyrénées centre-ouest, Teixell, [1998] propose un raccourcissement de 75-80 km pour un taux estimé à environ 1.2 mm.an<sup>-1</sup>. Dans cette étude, le taux moyen de raccourcissement est de 1.5 mm.an<sup>-1</sup> correspondant à un raccourcissement de 95 km environ. La différence de raccourcissement total existant entre notre section et celle, plus à l'ouest, décrite par Teixell, [1998] et constituée par le même système chevauchant, se situe au niveau du raccourcissement accommodé par les

chevauchements de Gavarnie et de Guarga. En effet, ces derniers présentent, dans la section étudiée dans ce travail, un raccourcissement supérieur de  $\approx 5$  km pour Gavarnie et de  $\approx 16$  km pour Guarga. Cette différence importante se traduit par une exhumation plus faible dans la Zone Axiale, à l'ouest, comme en atteste la préservation d'une partie de sa couverture. Cette différence est également très nette au niveau du chevauchement frontal sud-pyrénéen dont le raccourcissement varie latéralement de 20 km environ. Cette différence s'exprime clairement dans les Sierras Exteriores dont la largeur augmente considérablement d'ouest en est.

Les taux de raccourcissement obtenus dans cette étude attestent d'une accélération du raccourcissement à l'Eocène supérieur – Oligocène, qui passe de  $1.75 \text{ mm.an}^{-1}$  (stade Gavarnie) à  $4.25 \text{ mm.an}^{-1}$  (stade Guarga). A l'instar de notre section, les Pyrénées centrales sont également caractérisées par une accélération de la convergence mais celle-ci, plus précoce, se déroule à l'Eocène moyen [Beaumont *et al.*, 2000]. On constate néanmoins des valeurs similaires du taux de raccourcissement, comprises entre  $4.25$  et  $4.5 \text{ mm.an}^{-1}$  durant l'Oligocène supérieur.

En résumé, les caractéristiques de l'évolution des Pyrénées centre-ouest, i.e., exhumation, raccourcissement, montrent de nombreuses similarités avec les deux configurations structurales différentes que constituent les Pyrénées centrales et occidentales témoignant du fait que nous nous trouvons probablement à la jonction entre deux domaines bien distincts. On peut néanmoins noter que la réactivation hors séquence, au Miocène inférieur, de structures internes (les chevauchements de Bielsa et d'Aigue-Rouye), dont les causes précises sont encore à identifier, reste une particularité à notre zone d'étude.

## V.5. Comparaison avec le prisme des Apennins du Nord.

L'évolution thermo-tectono-stratigraphique du bassin d'avant-chaine fournit de précieux renseignements sur l'évolution géodynamique de système orogénique. En effet, la partie frontale d'un prisme d'accrétion est faite d'écailles chevauchantes qui se développent au dépend du remplissage du bassin d'avant-chaine. Dans le cas de la chaîne des Pyrénées, l'étude réalisée dans le bassin de Jaca (**chapitre III**) a permis de montrer que l'enfouissement

des sédiments syn-orogéniques a été essentiellement sédimentaire. La thermochronologie trace de fission sur apatite a de plus montré que l'enfouissement des sédiments du bassin d'avant-chaine a été limité, n'excédant pas (ou pour une durée insuffisante) la température de 120°C.

Dans certaines chaines, à ce prisme d'accrétion crustal est superposé un ancien prisme d'accrétion océanique charrié depuis les parties internes de l'orogène. La chaîne des Apennins du Nord constitue un exemple de ce type de configuration. Une distinction majeure entre les Apennins du Nord et les Pyrénées concerne donc leur évolution géodynamique. Contrairement aux Pyrénées, dans le cas des Apennins, la collision continentale fut précédée par une subduction océanique. Il s'agit donc dans cette section de comparer l'évolution thermo-tectonique du bassin d'avant-chaine des Pyrénées centre-ouest à celle des Apennins du Nord en tentant de déterminer quelle influence la formation d'un prisme d'accrétion océanique, a eu sur l'évolution du prisme des Apennins du Nord et de son bassin d'avant-chaine. A coté du contexte géodynamique, la seconde raison ayant motivé notre choix pour cet objet concerne la bonne connaissance de sa structure [e.g., *Guppo Appennino Settentrionale, 1980, 1982 ; Cassano et al., 1986 ; Coli, 1990 ; Coli et al., 1991 ; Labaume, 1992*] ainsi que les nombreuses études thermochronologiques réalisées sur l'ensemble du prisme [*Boettcher & McBride, 1993 ; Balestrieri et al., 1996 ; Abbate et al., 1999 ; Zattin et al., 2000, 2002*]. Dans le cadre de cette étude comparative, nous nous concentrerons plus particulièrement sur le bassin d'avant-chaine.

### V.5.a. Structures générale et évolution des Apennins du Nord

Pour une description détaillée de l'évolution des Apennins du Nord le lecteur pourra se référer à la thèse d'état de *Labaume, [1992]*.

Les Apennins du Nord (**Figures V-8 et V-9**) constituent l'un des deux tronçons principaux de l'arc, d'orientation NW-SE, que forme la chaîne des Apennins. Sa formation résulte de la fermeture progressive, au Crétacé supérieur – Eocène, de l'océan Ligure (formation du prisme d'accrétion océanique) suivi de la collision à l'Oligocène entre les marges continentales corso-arde et apulo-africaine. Les Apennins du Nord se développant en relation avec la propagation progressive vers l'ENE d'un système de chevauchements

imbriqués résultant du sous-plaquage de la plaque Adria, en subduction vers l'ouest, sous la plaque Europe [e.g., *Boccaletti et al., 1980* ; *Principi & Treves, 1984* ; *Castellarin, 2001* ; *Faccenna et al., 2001*].

Dans les Apennins du Nord deux grands ensembles peuvent être identifiés :

- ♦ L'ensemble inférieur correspond au prisme d'accrétion continental ombro-toscan, le bassin d'avant-chaine actuel correspondant à la plaine du Pô et au bassin Adiratique. Stratigraphiquement, quatre domaines peuvent être identifiés [*Labaume, 1992*] qui sont de bas en haut : le substratum continental, la succession terrigène du Carbonifère supérieur – Trias supérieur, les carbonates du Trias supérieur – Eocène et la succession oligo-miocène composée principalement des turbidites du bassin d'avant-chaine dont l'évolution thermo-tectonique sera l'objet de cette comparaison. Le dépôt de ces turbidites se fait conjointement avec l'avancée du front de prisme entraînant ainsi la migration successive des différents dépôts-centres. Quatre dépôt-centre sont définis: Macigno (Oligocène supérieur-Miocène inférieur), Cervarola (Miocène inférieur-moyen), Marnoso-Arenacea (Miocène moyen-supérieur) et la Flysch de la Laga (Miocène terminal).

- ♦ L'ensemble supérieur caractérisé par les unités ligure et subligure. Celles-ci sont donc superposées au prisme ombro-toscan. Stratigraphiquement, cet ensemble est subdivisé en deux : (i) un ensemble stratigraphique inférieur principalement composé de formations déposées dans le domaine océanique ligure et correspondant à l'ancien prisme de la subduction océanique charrié sur la marge continentale toscane lors de la collision; (ii) un ensemble stratigraphique supérieur reposant essentiellement en discordance sur le précédent et composé de sédiments déposés dans des bassins au toit de l'unité ligure et formés durant le charriage de celle-ci sur le prisme ombro-toscan (bassin piggy-back).

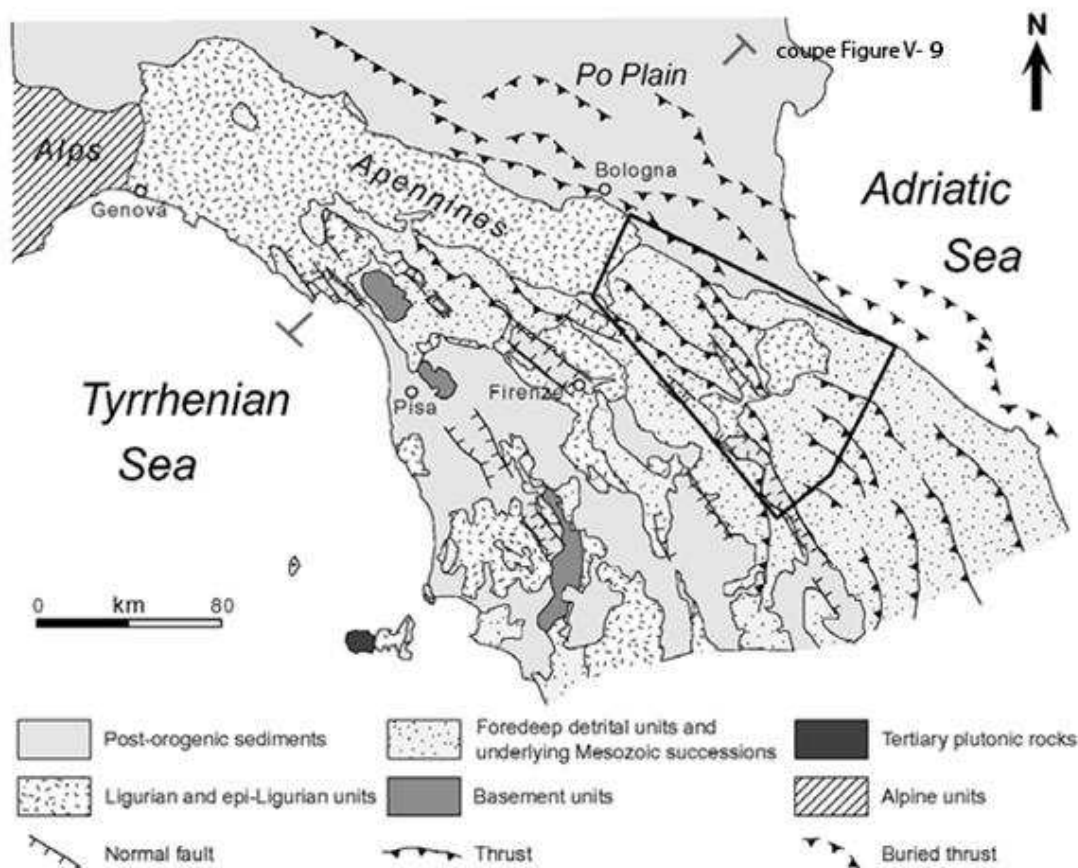
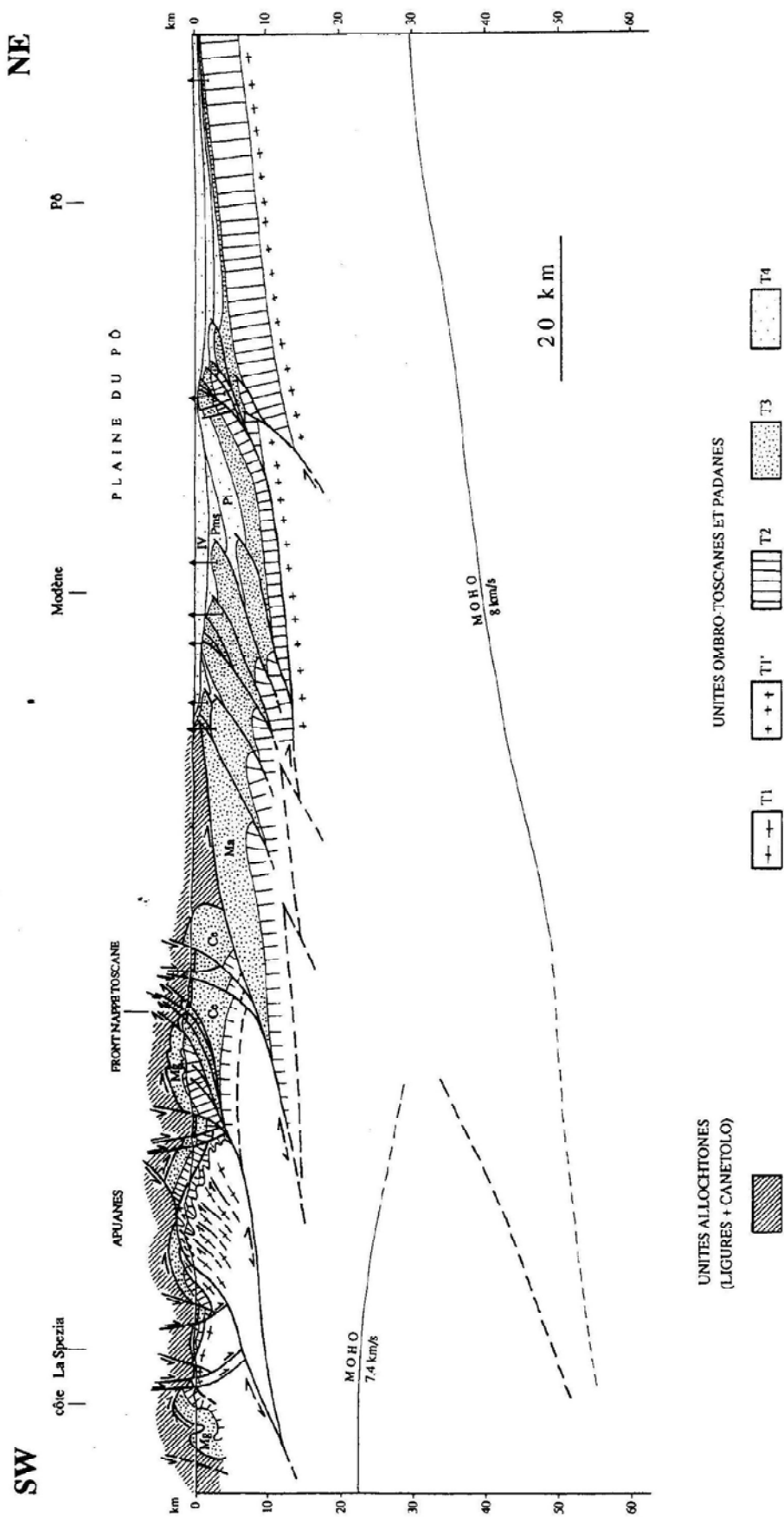


Figure V-8 : Carte géologique simplifiée de la chaîne des Apennins du Nord [Zattin *et al.*, 2002]. Le cadre correspond à la carte géologique de la **Figure V-11**.

Figure V-9 : coupe générale d'échelle crustale des Appennins du Nord [Labaume, 1992]. Localisation sur la Figure V-8. T1 : socle métamorphique des unités internes ; T1' : socle des unités externes ; T2 : succession carbonatée (Trias supérieur – Eocène) ; T3 : flyschs ombro-toscans (Mg : Macigno, Oligocène supérieur – Miocène inférieur ; Ce : Cervarola, Miocène inférieur – moyen ; Ma : Marnoso-arenacea, Miocène moyen – supérieur) ; T4 : Plio-Quaternaire de la plaine du Pô (Pi : Pliocène inférieur ; Pms : Pliocène moyen et supérieur ; IV : Quaternaire).



### V.5.b. Thermochronologie des Apennins du Nord

*Abbate et al, [1999]* ont réalisé une étude TFA sur une coupe complète de la chaîne des Apennins du nord qui montre, à l'échelle régionale, un rajeunissement des âges trace de fission d'ouest en est (des domaines internes aux domaines externes). Selon ces auteurs, l'évolution de l'exhumation dans les Apennins du Nord se déroule comme suit : les unités les plus internes et structuralement les plus hautes, i.e., la nappe ligure, indiquent une remise à zéro complète du thermochronomètre durant la subduction océanique au Crétacé supérieur – Eocène. L'initiation de la collision continentale à l'Oligocène induit leur exhumation suivie d'un ré-enfouissement partiel probablement en lien avec la sédimentation syn-orogénique au sommet du prisme. L'exhumation finale de ces échantillons est datée autour de 8 Ma et est contemporaine du dépôt des turbidites les plus récentes de la série de la Marnoso-Arenacea et des flyschs de la Laga dans le bassin d'avant-chaine. Plus à l'est, les turbidites des formations du Macigno (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) et du Cervarola (Miocène inférieur-moyen), également caractérisées par une remise à zéro totale des apatites, sont exhumées respectivement à partir de 10 Ma et 7 Ma [*Abbate et al., 1999*]. Plus à l'est, dans la partie externe, les résultats AFT dans les turbidites de la formation de la Marnoso-Arenacea (Miocène moyen-supérieur) présentent une évolution du niveau de remise à zéro caractérisée par une diminution du degré d'effacement en direction du front de chaîne. Les turbidites les plus internes présentent un niveau d'effacement total et ont un âge d'exhumation autour de 4-6 Ma, alors que les plus externes sont caractérisées par un âge TFA plus ancien que l'âge de dépôt, caractéristique d'un effacement partiel des traces de fission. Selon *Abbate et al, [1999]*, cette évolution traduirait la diminution de l'épaisseur de l'unité Ligure sus-jacente (aujourd'hui érodée) en direction de la mer Adriatique.

Dans le même secteur (**Figure V-10 et V-11**), *Zattin et al, [2000, 2002]* ont également mis en évidence la variation du niveau de remise à zéro des apatites dans les turbidites du bassin d'avant-chaine. Les résultats TFA montrent clairement une diminution du degré d'enfouissement des domaines internes vers les domaines externes (**Figures V-10 et V-11**). Combinées à la réflectance sur vitrinite (**Figure V-11**), ces données TFA permettent de déterminer la température maximale d'enfouissement qui, convertit en profondeur en formulant une hypothèse sur le gradient géothermique, ici estimé à environ  $20^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  [*Zattin et al., 2002*], donne des épaisseurs allant de 5 km à 2,5 km. Les reconstructions de



l'épaisseur totale de la formation échantillonnée, i.e., la formation de Marnoso-Arenacea, attestent de l'insuffisance de l'épaisseur des sédiments syn-orogéniques pour expliquer un tel enfouissement. A l'instar d'*Abatte et al, [1999]*, une part de l'enfouissement est donc attribuée par *Zattin et al, [2002]* à la nappe chevauchante Ligure dont la géométrie post-mise en place et ante-érosion peut être reconstituée.

Ces études thermochronologiques mettent clairement en évidence la migration conjointe vers les domaines externes à l'Oligocène supérieur – Miocène terminal, du front de déformation du prisme d'accrétion crustal (ombro-toscan) et des dépôts-centres (turbidites). Une partie de l'enfouissement de ces derniers est cependant liée au charriage de l'unité Ligure, correspondant à l'ancien prisme d'accrétion océanique. Le cycle de dépôt/enfouissement/exhumation des sédiments syn-orogéniques du bassin d'avant-chaine des Apennins du Nord se traduit donc dans un premier temps par leur dépôt dans l'avant-fosse. L'arrêt de la sédimentation coïncide avec l'arrivée des unités ligures qui permettent la remise à zéro totale des apatites. La surrection des sédiments syn-orogéniques et de l'allochtone sus-jacent en relation avec la propagation du système chevauchant dans le prisme crustal entraîne leur érosion et donc leur refroidissement enregistré par les données TFA. Dans le cas des Apennins du Nord, on peut constater que la durée du cycle d'enfouissement/exhumation est assez brève, l'enfouissement et l'exhumation intervenant peu de temps après le dépôt. Un dispositif similaire, mis en évidence sur le front alpin dans les grès d'Annot par *Labaume et al, [2008]*, montre clairement l'influence de l'avancée de l'allochtone sur l'enfouissement des sédiments du bassin d'avant-chaine.

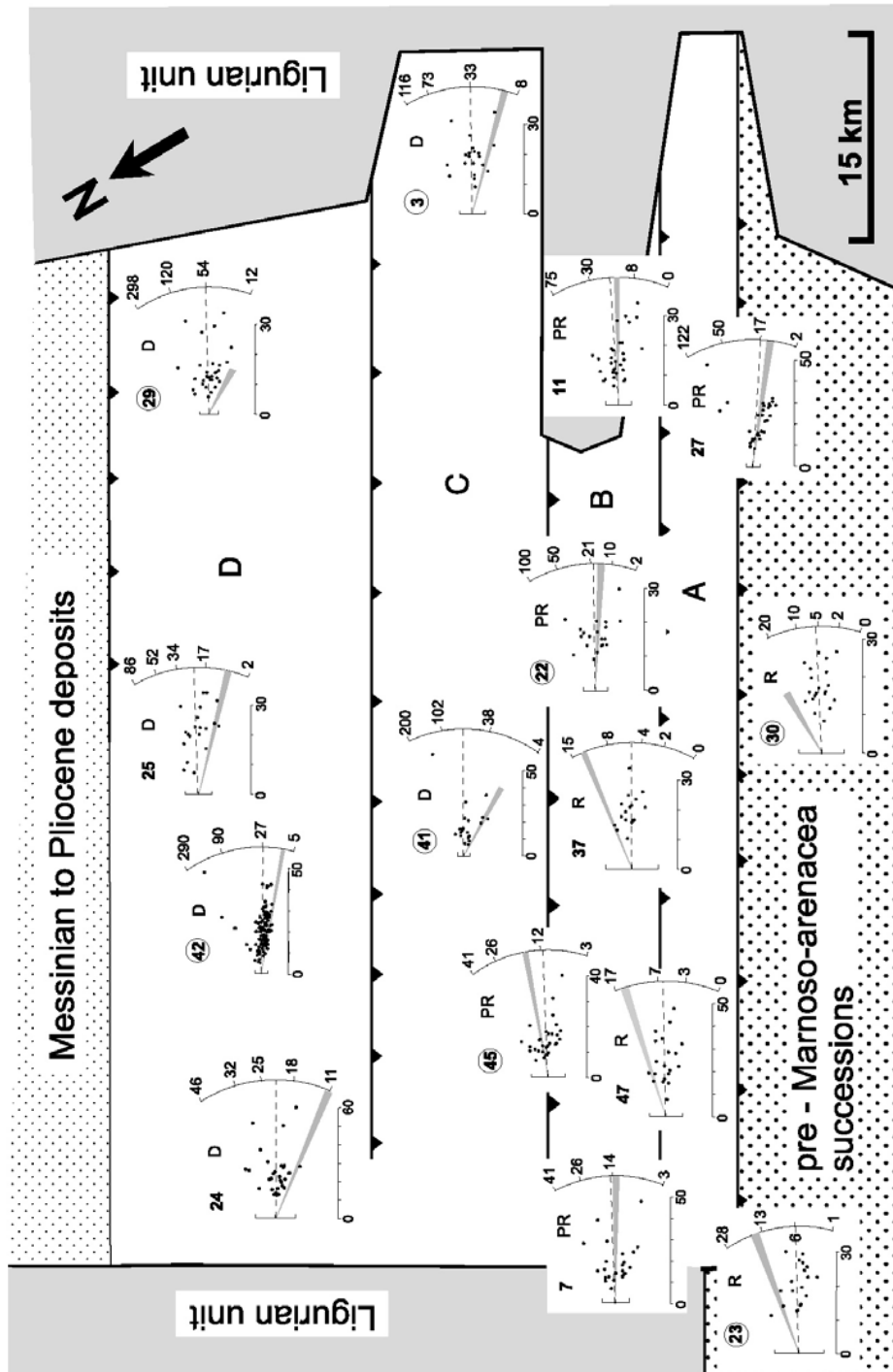


Figure V-10 : carte schématique de la zone détaillée sur la **Figure V-11** avec les diagrammes radiaux des différents échantillons TFA [Zattin et al., 2002]. Le trait en pointillé représente l'âge central et la zone en grisée l'âge du dépôt. Les lettres A, B, C et D se réfèrent à des unités tectoniques (**Figure V-11**). R : distribution unimodale dont l'âge du pic est plus jeune que l'âge de dépôt : remise à zéro totale ; PR : distribution polymodale les pics d'âges sont distribués de part et d'autre de l'âge de dépôt : remise à zéro partielle ; D tous les pic d'âges sont plus vieux que l'âge du dépôt : absence de remise à zéro.

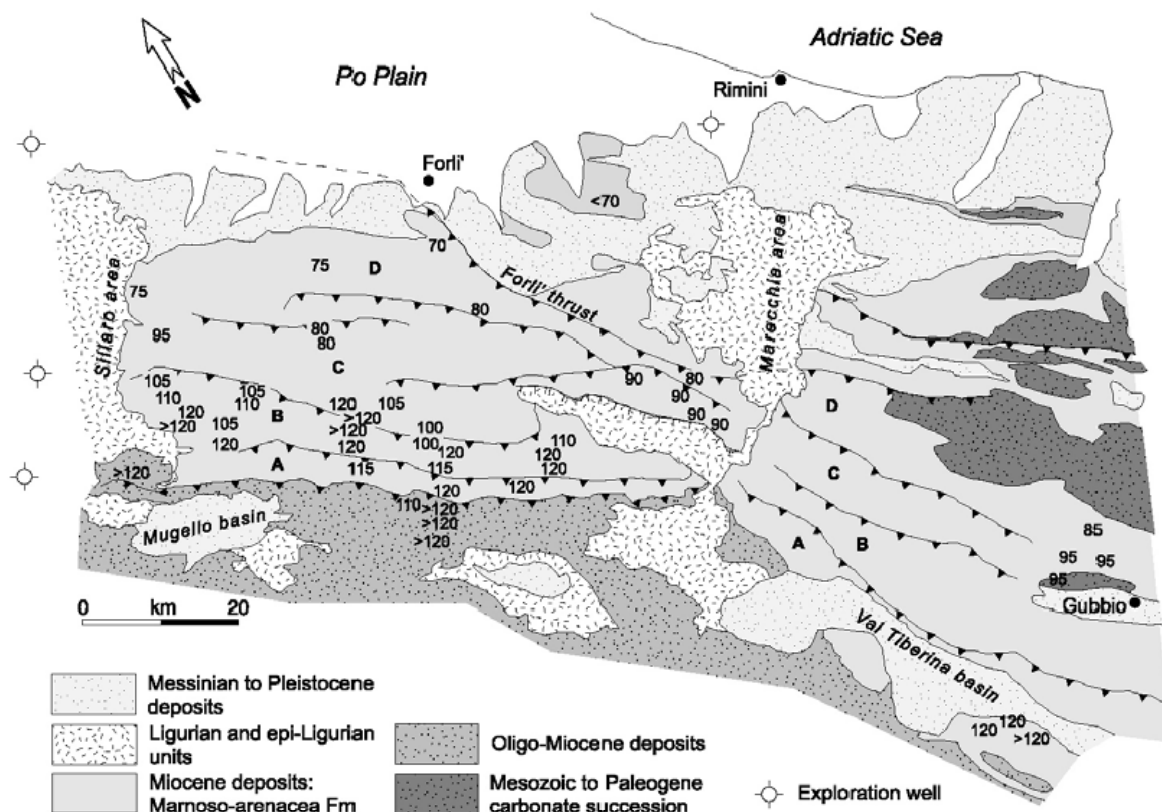


Figure V-11 : carte détaillée correspondant au cadre de la Figure V-8 [Zattin et al., 2002].

### V.5.c. Conclusions

L'évolution de l'enfouissement/exhumation des sédiments du bassin d'avant-chaine est directement contrôlée par l'évolution géodynamique du prisme (**Figure V-12**). Dans le cas du prisme pyrénéen, la surrection liée à la mise en place d'une écaille chevauchante induit l'arrêt progressif de la sédimentation au toit du chevauchement, puis de son érosion dont les produits alimentent le nouveau dépôt-centre situé en position plus externe que le précédent. L'enfouissement est donc essentiellement sédimentaire, son importance dépend de la subsidence de l'apport sédimentaire et donc de la longueur de l'intervalle de temps avant la mise en place de la prochaine structure. Dans le cas des Apennins, le cycle d'enfouissement et d'exhumation doit en plus intégrer le charriage du prisme d'accrétion océanique qui interrompt la sédimentation et permet l'enfouissement des sédiments syn-orogéniques les plus internes du bassin à des températures supérieures à 120°C (remise à zéro du thermochronomètre apatite). L'exhumation se fait ensuite à la faveur du développement du prisme crustal sous-jacent.

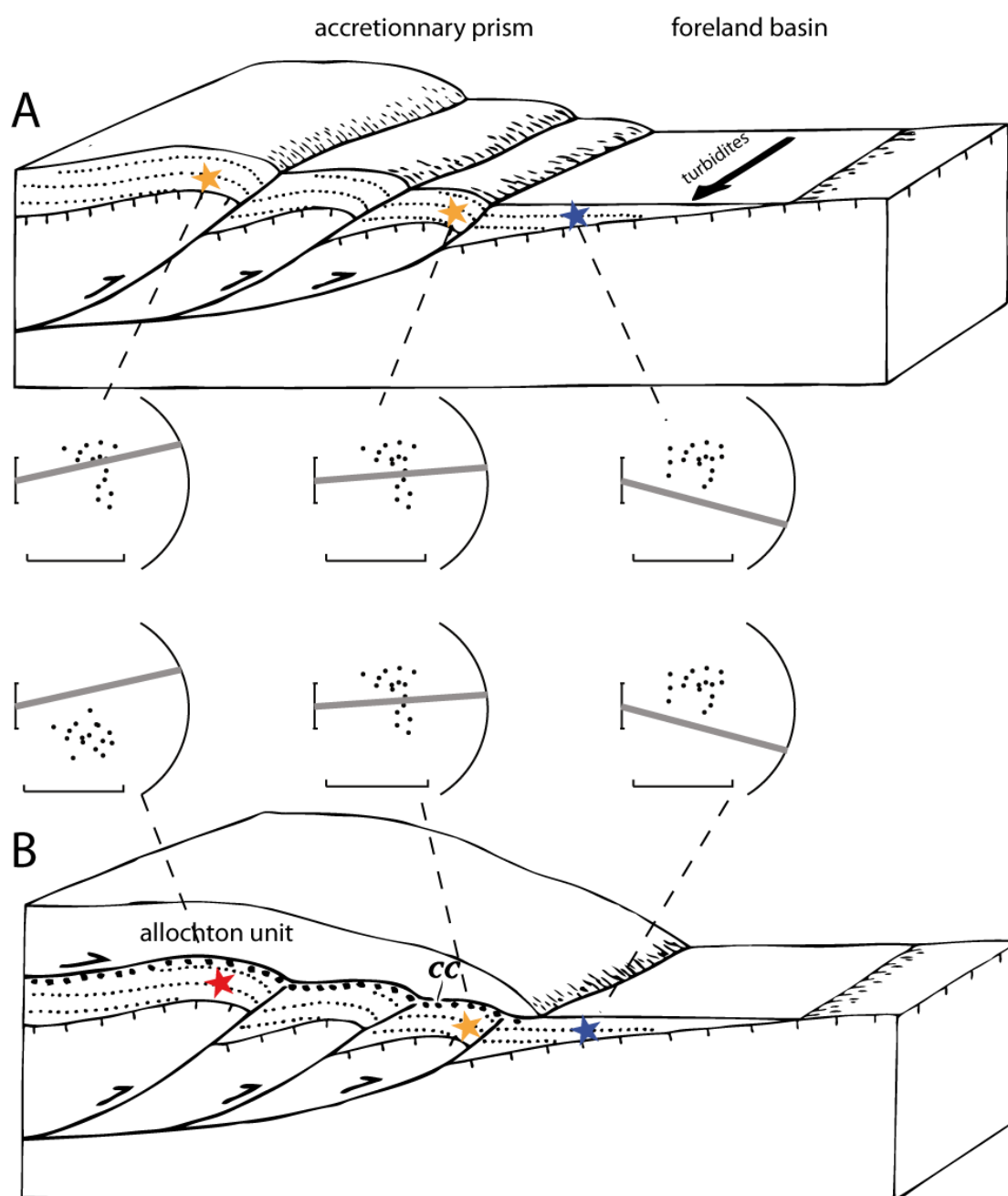


Figure V-12 : Figure schématique [modifiée d'après [Labaume, 1992](#)] traduisant l'évolution de l'enfouissement des sédiments du bassin d'avant-chaine au front d'un prisme dans deux contextes géodynamiques différents. La variation de l'enfouissement, et donc de la température, est illustrée par les diagrammes radiaux théoriques qui traduisent le niveau de remise à zéro des apatites (le trait gris indique l'âge de dépôt). Les étoiles indiquent la position des échantillons considérés et les couleurs rouge, jaune et bleu indiquent respectivement une remise à zéro totale, partielle et nulle. **A** : Modèle d'accrétion s'apparentant aux Pyrénées. Les sédiments intégrés au prisme sont partiellement remis à zéro. En effet, la propagation du système chevauchant a induit l'arrêt de la sédimentation et la migration du dépôt-centre. Ceci a eu comme effet de limiter l'enfouissement (sédimentaire) des échantillons. Dans le bassin, l'enfouissement à ce stade n'est pas suffisant et le reset est nul ; **B** : Modèle type Apennins du Nord. L'allochtonne permet le reset total des sédiments dans la partie interne,

là où son épaisseur est maximale. Au front du prisme l'épaisseur de l'allochtone est insuffisante et les sédiments ne sont que partiellement resetés. Dans le bassin d'avant chaîne, l'histoire est la même que pour le modèle A.



## CONCLUSION

L'objectif essentiel de ce travail de thèse était d'établir une description précise de l'évolution d'un prisme orogénique intra-continental, et plus particulièrement des interactions entre les mécanismes de déformation mis en œuvre dans l'édification du prisme et les processus d'érosion et de sédimentation/enfouissement/exhumation des sédiments syn-orogéniques. Pour cela, nous nous sommes focalisés sur une coupe complète des Pyrénées centre-ouest.

Dans une première partie, nous nous sommes concentrés sur le prisme orogénique sud-pyrénéen en nous intéressant plus particulièrement à l'évolution thermo-tectono-stratigraphique du bassin d'avant-chaine accrété que constitue le bassin de Jaca. Nous avons combiné une approche thermochronologique basse température (traces de fission sur apatite) réalisée sur les roches du socle paléozoïque du bord sud de la Zone Axiale ainsi que sur les sédiments syn-orogéniques paléogènes du bassin (constituant les premières données TFA acquises dans le bassin sud-pyrénéen) avec une analyse structurale détaillée. Les principaux résultats sont les suivants :

- ♦ Cinq coupes équilibrées, dont une restaurée pas à pas, ont été réalisées, présentant une nouvelle interprétation d'une partie de la structure du bassin. L'analyse des cartes géologiques et des données de sub-surface (forages et profils de sismique réflexion) met en évidence le fait que le chevauchement de couverture d'Oturia, qui fait chevaucher la série turbiditique de l'Eocène inférieur-moyen sur les dépôts côtiers/continentaux de l'Eocène moyen-supérieur, se connecte en profondeur au chevauchement de socle de Bielsa responsable de l'exhumation et du basculement du bord sud de la Zone Axiale au Miocène inférieur [*Jolivet et al., 2007*].

- ♦ Les données TFA se caractérisent par une diminution du niveau de remise à zéro vers le sud. Trois domaines de niveau de remise à zéro, i.e., total, partiel et nul, peuvent être identifiés, correspondant respectivement au bord sud de la Zone Axiale (socle paléozoïque), au bassin turbiditique de l'Eocène inférieur-moyen et au bassin côtier/continental de l'Eocène moyen-Oligocène inférieur).

- ♦ Ces données attestent donc que l'enfouissement maximum des sédiments syn-orogéniques n'a pas excédé la température du haut de la PAZ ( $110^{\circ}\text{C} \pm 10$ ). On peut néanmoins envisager que la température maximale atteinte ait été supérieure mais pendant une durée insuffisante pour permettre la remise à zéro totale des apatites. Les turbidites ont été partiellement remise à zéro, impliquant qu'elles ont été enfouies entre  $60^{\circ}\text{C}$  et  $120^{\circ}\text{C}$ , correspondant à des profondeurs comprises entre 3 km et 5 km en utilisant un géotherme de  $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ . Dans le bassin côtier/continental, l'absence de remise à zéro des échantillons suggère que l'enfouissement a été inférieur à 3 km.

- ♦ Les relations entre le degré de remise à zéro, l'âge stratigraphique et la position structurale des échantillons indiquent que l'augmentation de température a été essentiellement due à l'enfouissement sédimentaire. La diminution du niveau de remise à zéro vers le sud traduit également la diminution de l'exhumation dans le prisme orogénique vers les zones externes.

- ♦ Malgré les conditions de remise à zéro partielle des turbidites, les données thermochronologiques montrent un refroidissement à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur. Nous proposons que l'exhumation des turbidites commence à l'Oligocène terminal en lien avec la surrection et l'érosion consécutive du toit du chevauchement de socle de Guarga, puis se termine au Miocène inférieur en lien avec le chevauchement de Bielsa-Oturia.

L'utilisation combinée de l'analyse structurale et de la thermochronologie TFA a donc permis de mettre en évidence dans le bassin de Jaca une phase de déformation hors-séquence d'âge Burdigalien (-Langhien) et donc postérieure au scellement du front sud-pyrénéen Aquitanien (-Burdigalien) classiquement considéré comme marquant la fin de la compression pyrénéenne.

Dans un deuxième temps, nous avons prolongé vers le nord notre étude thermochronologique, dans la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne. Les principaux résultats sont :

- ♦ Les données de thermochronologie TFA confirment la migration générale vers sud de l'exhumation dans le prisme.



- ♦ Le premier épisode de refroidissement, daté de l'Eocène moyen tardif, est enregistré dans la Zone Nord-Pyrénéenne et est synchrone de l'arrivée des premiers conglomérats dans le bassin nord-Pyrénéen.

- ♦ La zone médiane de la Zone Axiale est caractérisée par des âges de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur qui traduisent la formation de la culmination anticlinale (anticlinal stack) résultant de la mise en place des unités de Gavarnie et de Guarga.

- ♦ Le bord nord de la Zone Axiale est tectoniquement réactivé à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur simultanément à l'activation du chevauchement de Bielsa au sud, entraînant l'exhumation en « pop-up » de la partie interne du prisme orogénique.

Tous ces résultats ont été intégrés dans un modèle schématique d'échelle crustale de l'évolution du prisme des Pyrénées centre-ouest qui permet de faire ressortir plusieurs caractéristiques majeures :

- ♦ Le dispositif tectonique hérité de l'extension albo-cénomaniennne joue un rôle majeur dans la dynamique de croissance du prisme pyrénéen. L'inversion des structures extensives (Zone Nord-Pyrénéenne, et unité de Pierrefitte dans la partie nord de la Zone Axiale) et l'accrétion d'unités crustales de taille réduite (Eaux-Chaudes) en lien avec un niveau de découplage localisé dans la croûte supérieure maintient le prisme dans des conditions sous-marines jusqu'à l'Eocène moyen.

- ♦ Le pic de la collision à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur coïncide avec l'accrétion de l'unité de Gavarnie, plus épaisse que les unités accrétées précédemment. Ce stade majeur dans l'évolution de la chaîne correspond à l'émergence d'importants reliefs et au passage des bassins d'avant-chaîne sud et nord d'un régime sous-alimenté à un régime sur-alimenté avec le début de la sédimentation conglomératique. Ce stade perdure durant l'Oligocène supérieur avec l'accrétion de l'unité de Guarga.

- ♦ A l'Oligocène terminal-Miocène inférieur, la partie interne de la chaîne est réactivée à la faveur des chevauchements de socle de Bielsa au sud et d'Aigue-Rouye (candidat potentiel) au nord, induisant la surrection en « pop-up » d'une partie de la Zone Axiale.

Le modèle proposé rend bien compte de la géologie de surface et de l'évolution de l'exhumation enregistrée par les données de thermochronologie. Néanmoins, plusieurs

options sont présentées quant aux modalités de la subduction continentale. Le modèle le plus simple du point de vue géométrique implique la subduction de la croûte moyenne. Une alternative géométriquement plus complexe permet d'associer les contraintes de la géologie de surface, qui montrent l'épaisseur réduite des unités accrétées, avec une subduction limitée à la croûte inférieure, ce qui est mécaniquement plus satisfaisant que le modèle précédent. Un travail plus poussé reste nécessaire pour évaluer plus complètement les implications de ces différentes options.

Ce travail montre donc que l'utilisation combinée de la thermochronologie TFA et de l'analyse structurale apporte de nombreuses informations sur l'évolution géodynamique d'un prisme orogénique, en particulier lorsque les mouvements verticaux, mis en évidence par la thermochronologie, ne sont pas directement enregistrés par les relations tectonique-sédimentation dans le bassin d'avant-chaine. Dans le cas des Pyrénées, les mouvements verticaux résultent principalement de l'empilement d'unités crustales par accréation, principal mécanisme de déformation mis en œuvre dans la construction de l'édifice orogénique pyrénéen. La comparaison avec les Apennins du nord permet de montrer les différences des mécanismes d'enfouissement et exhumation des sédiments du bassin d'avant-chaîne, suivant que la chaîne se développe essentiellement par accréation crustale (Pyrénées), ou bien comporte la mise en place d'un allochtone (ancien prisme d'accréation océanique) superposé au prisme crustal. Dans le premier cas, l'enfouissement est essentiellement sédimentaire et reste limité (remise à zéro partielle des TFA dans le cas sud-pyrénéen), alors qu'il est beaucoup plus important dans le cas de la mise en place d'un allochtone (Apennins du nord). La présence de cet allochtone a aussi pour effet de différer l'exhumation, qui est dans tous les cas liée à l'activation des chevauchements du prisme crustal.





# BIBLIOGRAPHIE

(cette liste bibliographique ne comprend pas les références des articles qui sont en fin de chapitre)

## A

- Abbate, E., Balestrieri, M.L., Bigazzi, G., Ventura, B., Zattin, M. and Zuffa, G. G., 1999.** An extensive apatite fission-track study throughout the northern Apennines nappe belt. *Radiation Measurements*. V. 31, pp. 673-676.
- Albarede, F. and Michard-Vitrac, A., 1978.** Age and significance of north pyrenean metamorphism. *Earth and planetary science letters*. V. 40, 3, pp. 327-332.
- Alibert, C., 1985.** A Sr-Nd isotope and RRE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, pp. 81-90.
- Allmendinger, R.W., 1998.** Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, V. 17, n°4, pp. 640-656.
- Aparicio, M., 1975.** "Métamorphisme et déformation au contact d'un massif plutonique: l'encaissant du complexe du Querigut". These 3eme cycle, Toulouse. 88p.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. and Pocoví, A., 2001.** Ebro basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (northeastern Iberia): Controls on basin margin fans and fluvial systems, *Basin Res.*, 13, pp. 65-89.
- Arthaud, F., and Matte, P., 1975.** Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation., *tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- Arthaud, F. and Matte, P., 1977.** Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: results of a rightlateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, pp. 1305-1320.
- Astre, G., 1927.** Le bassin Néogène de Bellver: *Bull. soc. Hist. natur.* Toulouse, V. LVI, pp. 231.
- Autran, A., 1986.** Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Mont-Louis. BRGM, (édit. En cours).
- Autran, A., 1980.** Les granites des Pyrénées. Mémoire de la Bureau des Recherche *Géologique* et Minière, Orléans, V. 107, pp. 71-76.
- Autran, A. (coord.) et al., 1996.** Le cycle hercynien dans les pyrénées. Réflexions géologiques finales. In Barnolas B. et Chiron J.C. : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». – Edition BRGM – ITGE, V. 1. pp. 679-702.
- Autran, A., Fontelles, M. et Guittard, G., 1970.** Relations entre les intrusions granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12, pp. 673-730.
- Azambre, B., Rossy, M., and Albarède, F., 1992.** Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North- Pyrenean Rift Zone (France and Spain), *Eur. J. Mineral.* 4, pp. 813-834.

**Azambre, B., Rossy, M., Bossiere, G., 2004.** Discovery of metamorphized Late Cretaceous turbidities in contact with ophite intrusions in the Western Pyrenees (Aspe Valley, France) - Revision of the age of Pyrenees ophites – Comment. *Comptes Rendus Géoscience*. V. 336, pp. 169-170.

**Azambre, B., Rossy, M. and Lago, M., 1987.** Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge Triasique (ophites) du domaine pyrénéen, *Bull. Minéral.*, 110, pp. 379-396.

## B

**Babault, J., 2004.** Dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagnes : influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées. Mémoire de Géosciences Rennes n° 112, 218 p.

**Babault, J., Bonnet, S., Crave, A. and Van Den Driessche, J., 2005.** Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : an experimental approach. *Geology*, V. 33 ; no. 4 ; pp. 301-304.

**Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. and Crave, A., 2005.** Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, V. 24, TC2010.

**Baby, P., Crouzet, G., Spetch, M., Déramond, J., Bilotte, M., et Debroas, E., 1988.** Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 306, pp. 307-313.

**Balestrieri, M.L., Abbate, E. and Bigazzi, G., 1996.** Insights on the thermal evolution of the Ligurian Apennines (Italy) through fission-track analysis. *Journal of the geological society*. V. 153, pp. 419-425.

**Barbarand, J., Carter, A., Wood, I. and Hurford, T., 2003a.** Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chem Geol*, V. 198, pp. 107-137.

**Barbarand, J., Carter, A. and Hurford, T., 2003b.** Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chem Geol*, V. 198, pp. 77-106.

**Barbarand, J., Hurford, A.J., Carter, A., 2003.** Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chem. Geol.* 198, pp. 77-106 (this issue).

**Barnolas, B. et Chiron, J.C., 1996.** Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien – Edition BRGM – ITGE, V.2.

**Barnolas, A., Samso, J. M., Teixell, A., and Zamorano, M., 1991.** Evolucion sedimentaria entre la cuenca de Tremp-Graus y la cuenca de Jaca-Pamplona. *I Congr. Del Grupo Espanol del Terciario*. Vic. Libro-Guia Excursion, n°1, 123p.

**Barrier, L., 2002.** Interactions deformation – sedimentation dans les systemes compressifs supra-crustaux exemples naturels et modélisation analogique. These de l'université de rennes 1, 219 p.

**Batt, G. E., Brandon M. T., Farley K. A. and Roden-Tice M., 2001.** Tectonic synthesis of the Olympic Mountains segment of the Cascadia wedge, using two-dimensional thermal and kinematic modeling of thermochronological ages, *J. Geophys. Res.*, V. 106, n°26, pp. 731-746.

**Beaumont, C., Fullsack, P. and Hamilton, J., 1994.** Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere, *Tectonophysics* V.232, no.1-4, pp. 119-132.

- Beaumont, C., Kamp, P. J. J., Hamilton, J. and Fullsack, P.,** 1996. The continental collision zone, South Island New Zealand; Comparisons of geodynamic models and observations: *Journal of Geophysical Research*, V. 101, pp. 3333-3359.
- Beaumont, C., Munoz, J., Hamilton, J. and Fullsack, P.,** 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *Journal of Geophysical Research*, 105, B4, pp. 8121-8145.
- Bernet, M. and Garver, J.I.,** 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. *Rev Mineral Geochem.* V. 58, pp. 205-238.
- Bernet, M., Brandon, M.T., Garver, J.I., Reiners, P.W. and Fitzgerald, P.G.,** 2002. Determining the zircon fission-track closure temperature. *Geological Society of America Abstract with Programs*, V. 34, n. 5, pp. 18.
- Bertrand, L.,** 1940. Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 204, pp. 205-283.
- Beziat, D., Joron, J. L., Monchoux, M., Treuil, M. and Walgenwiz, F.,** 1991. Geodynamic implication of geochemical data for the Pyrenean ophiolites (Spain-France). *Chemical Geology*, V. 91, pp. 243-262.
- Biot, P.,** 1937. Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles, Thèse thesis, 318 p., Paris.
- Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M. and Masset, J.M.** 2006. The Aquitaine Basin, *Petroleum Geoscience*, V. 12, pp. 247-273.
- Bixel, F.,** 1984. « Le volcanisme Stéphano-Permien des Pyrénées. » Thèse Doct. Etat Sc. Université Toulouse III, 633 p. multicop.
- Bixel, F.,** 1989. Le volcanisme des Pyrénées. In : Châteauneuf, J.J. et Farjanel, G. coords., « Synthèse géologique des bassins permien français ». *Mém. BRGM*, 128, pp. 258-265.
- Bixel, F. et Lucas, C.,** 1983. Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol.dyn.*, 24, pp. 329-342.
- Blackstone, D.L.,** 1975. Late Cretaceous and Cenozoic History of Laramie Basin Region, Southeast Wyoming, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 144, pp. 249-279.
- Boettcher, S.S., and McBride, E.F.,** 1993. Thermal histories of piggy-back and foreland basins in the northern Apennines, Italy, derived from apatite fission track thermochronology: *EOS*, V. 74, 43, 547p.
- Boccaletti, M., Coli, M., Decandia, F.A., Giannini, E., Lazzaretto, A.,** 1980. Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.* 21, 359-373.
- Boillot, G.,** 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees, *Geological Magazine*, 121, pp. 407-412.
- Boillot, G., and Capdevila, R.,** 1977. The Pyrenees : subduction and collision ?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, pp. 151-160.
- Boissevain, H.,** 1934. Etude géologique et géomorphologique de la vallée de la haute Sègre, *Bull. soc. Hist. natur.* Toulouse.
- Bond, R., and McClay, K.,** 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain., Buchanan J. G. et Buchanan P. G. (eds.). Basin Inversion. *Geological Society Special Publication*, pp. 415-431.

**Bouhallier, H., Choukroune, P. et Ballèvre, M.,** 1991. Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne ; exemple du massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 312, II, pp. 647-654.

**Bourrouilh, R., Richert, J. and Zolnai, G.,** 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, France : Evolution and Hydrocarbons, *AAPG Bulletin*, 72, 6, pp. 831-853.

**Boyer, S.E. and Elliott, D.,** 1982. Thrust systems AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists V. 66, 9, pp.1196.

**Brandon, M.,** 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using binomfit. *On Track*, pp. 13-18.

**Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K. and Garver, J.I.,** 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geol Soc Am Bull.* V. 110, pp. 985-1009.

**Braun, J.,** 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 200, pp. 331-343.

**Braun, J., Van der Beek, P. and Batt, G.,** 2006. Quantitative *thermochronology*; numerical methods for the interpretation of thermochronological data ; *Cambridge University Press*, New York, NY, United States (USA), pp. 258.

**Brindley, J.C.,** 1973. Some aspects of batholithic intrusion. In Lister L.A. edit., Symposium on granites, gneisses and related rocks. *Spec. Geol. Soc. S. Afr.*, 3, pp. 35-44.

**BRGM, Esso, and SNPA.,** 1974. Géologie du Bassin d'Aquitaine, (eds), *Bur. Rech. Géol. Min.* (ed), 26 planches.

**Brown, R.W. and Summerfield, M.A.,** 1997. Some uncertainties in the derivation of rates of denudation from thermochronologic data. *Earth surface processes and landforms*, V. 22, pp. 239-248.

**Brunet, M.F.,** 1986. The influence of the evolution of Pyrenees on adjacent basins : *Tectonophysics*, V. 129, pp. 343-354.

**Bernet, M., Brandon, M.T., Garver, J.I., Reiners, P.W. and Fitzgerald, P.G.,** 2002. Determining the zircon fission-track closure temperature. *Geological Society of America Abstract with Programs*, V. 34, n. 5, pp. 18.

**Bernet, M., and Garver, J.I.,** 2005. Chapter 8: Fission-track analysis of Detrital zircon, In P.W. Reiners, and T. A. Ehlers, (eds.), Low-Temperature thermochronology: *Techniques, Interpretations, and Applications, Reviews in Mineralogy and Geochemistry Series*, V. 58, pp. 205-237.

**Burbidge, D. R. and Braun, J.,** 2002. Numerical models of the evolution of accretionary wedges and fold and thrust belts using the distinct-element method. *Geophysical Journal International*, V. 148, pp. 542-561.

**Burtner, R., Nigrini, A. and Donelick, R.A.,** 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous Source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust belt. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* V. 78, pp. 1613-36.

## C

**Cabanis, B. et Le Fur-Balouet, S.,** 1989. Les magmatismes stéphano-permiens des Pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la Chaîne : apport de la géochimie des éléments en trace. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, pp. 105-130.



**Caja, M. A., Marfil, R., Garcia, D., Remacha, E., Morad, S., Mansurbeg, H., Amorosi, A., Martinez-Calvo, C. and Lahoz-Beltra, R.,** 2009. Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin. *Basin Research*. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00405.x

**Calvet, M.,** 1994. Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales [Doctorat d'Etat thesis]: Paris, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.

**Canérot, J.,** 2006. Ré-exions sur la "révolution daniennne" dans les Pyrénées, *C.R. Geosciences*, V. 338, pp. 658-665.

**Carey, S.,** 1958. The tectonic approach to continental drift, CAREY S. W. (ed.). Continental Drift, A symposium. Tasmania University, Hobart, pp. 177-355.

**Carmignani, L. and Kligfield, R.,** 1990. Crustal extension in the northern apennines - the transition from compression to extension in the alpi apuane core complex. *Tectonics*. V. 9, 6, pp. 1275-1303.

**Cassano, E., Anelli, L., Fichera, R. and Cappelli, V.,** 1986. Pianura Padana. Interpretazione integrata di dati geophysici e geologici. AGIP, S. Donato Millanese.

**Casas Sainz, A.,** 1992. El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos. ZuNa, *Mogrfico No. 4*, Instituto de Estudios Riojanos, pp. 220.

**Castaing, G., Roux, L. et Soula, J.C.,** 1973. Métamorphisme dans les massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs (Pyrénées ariègeoises). RAST, Paris, pp.121.

**Castellarin, A.,** 2001. Alps–Apennines and Po Plain-frontal Apennines relations. In: Vai, G.B., Martini, J.P. (Eds.), Anatomy of an Orogen: The Apennines and the Adjacent Mediterranean Basins. *Kluwer Acad., Norwell, Mass*, pp. 177–195.

**Casteras, M., Souquet, P., Peybernes, B.,** 1971. Le cretace superieur de Lordat, de Bestiac et de Montailou (Ariege). The upper Cretaceous of Lordat, Bestiac and Montailou, Ariege, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, vol.4, pp.217-218,

**Casteras, M.,** 1974. Les Pyrénées. In Debeltmas, J (Dir.) : *Géologie de la France*. Doin éd., Paris, V. 2, pp. 296-345.

**Cavet, P.,** 1957. Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-orientales françaises entre le Roussillon et l'Andore (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, 55, pp. 303-518.

**Cavet, P.,** 1959. Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'est de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème sér., 8, (8), pp. 853-867.

**Chamberlain, C.P., and Karabinos, P.,** 1987. The influence of deformation on pressure-temperature paths of metamorphism: *Geology*, V. 15, pp. 42-44.

**Chapple, W. M.,** 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of American Bulletin*. V. 89, pp. 1189-1198.

**Chéry, J., Daignières, M. and Vilotte, J.-P.,** 1990. How to build an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one : a thermomechanical model, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, pp. 211-218.

**Colli, M.,** 1990. Times and mode of uplift of the Apuan Alps metamorphic complex. *Atti Ticinensi di scienze della Terra*, V. 32, pp. 47-56.

**Colli, M., Nicolich, R., Principi, G. and Treves, B.,** 1991. Crustal determination of the Northern Apennins thrust belt. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, V. 110, 3-4, pp. 501-510.

**Choukroune, P.,** 1973. La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées Ariégeoises): *C. R. Ac. Sc. Paris*, V. 277, pp. 2621-2624.

**Choukroune, P.,** 1976. Strain Patterns in the Pyrenean Chain, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, V. 283, 1312, pp. 271-280.

**Choukroune, P.,** 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* V.331, 6156, pp. 508-511.

**Choukroune, P. and Mattauer, M.,** 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées ; sur le fonctionnement de la Faille transformante Nord-Pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels, *Bull. Soc. géol. France*, V. 7, 5, pp. 689-700.

**Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. and ECORS PYRENEES TEAM.,** 1990. Main results of the ECORS Pyrenees team. *Tectonophysics*, V. 173, pp. 411-423.

**Choukroune, P. et Seguret, M.,** 1973. Carte structurale des Pyrénées, Ed. ELF-ERAP.

**Choukroune, P. et Team, E.,** 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflexion data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, V. 8, pp. 23-39.

**Costa, E. and Vendeville, B.C.,** 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic decollement. *Journal of structural geology*. V. 24, 11, pp. 1728-1739.

## D

**Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., and ECORS team.,** 1994. The Arzacq-western Pyrenees ECORS deep seismic pro-le, *Publ. Eur. Assoc. Pet. Geol.*, V. 4, pp. 199-208.

**Dahl P.S.,** 1996. The crystal-chemical basis for argon retention in micas: inferences form interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, pp. 22-39.

**Dahl P.S.,** 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 60, pp. 3687-3700.

**Dahl, P.S., 1996a.** The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles!: a field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 60, pp. 3687-3700.

**Dahl, P.S., 1996b.** The crystal-chemical basis for argon retention in micas: inferences form interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 123, pp. 22-39.

**Dahlen, F.A.,** 1984. Noncohesive critical coulomb wedges - an exact solution. *Journal of Geophysical Research*, V. 89, NB12, pp. 125-133.

**Dahlen, F.A.,** 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual review of earth and planetary sciences*. V.18, pp. 55-99.

**Dahlstrom, C.D.A.,** 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *AAPG bulletin-american association of petroleum geologists*. V.74, 3, pp.336-344.

**Dauteuil, O., Ricou, LE.,** 1989. Hot-fluid circulation as an origin for the north Pyrenean cretaceous metamorphism. Conference Information: Symp on the Pyrenees and the Andalusian cordillera, Date: 1988 Barcelona Spain. *Geodinamica acta*, V. 3, 3, pp. 237-250.

**Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. A.,** 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*. V. 88, pp. 1153-1172.

**Debon, F. (coord.) et al.,** 1996. Magmatisme hercynien. In Barnolas B. et Chiron J.C. : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». – Edition BRGM – ITGE, V. 1. pp. 361-500.

**Debroas, E.-J.,** 1990. Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone Nord-Pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, pp. 273-285.

**Degardin, J.M. (coord.) et al.,** 1996. Ordovicien supérieur - Silurien. In Barnolas B. et Chiron J.C. : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». – Edition BRGM – ITGE, V. 1. Pp. 211-233.

**Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J.,** 1969. An Introduction to the Rock-forming Minerals. John Wiley and Sons, New York.

**Del Castello, M., Pini, G.A. and McClay, K.R.,** 2004. Effect of unbalanced topography and overloading on Coulomb wedge kinematics: Insights from sandbox modeling. *Journal of geophysical research-solid earth*. V. 109, B5, B05405.

**Delvolve, J.,** 1987. Un bassin synorogénique varisque, le Culm des Pyrénées centrales centro-occidentales. Thèse doct. D'Etat, UPS Toulouse, 482 p., 135 fig.

**Delvolvé, J.J., Souquet, P., Vachard, D., Perret, M.F. et Aguirre, P.,** 1993. Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées: faciès, chronologie de la tectonique synsédimentaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 316, II, pp. 959- 966.

**Delvolve, J.J., Vachard, D. and Souquet, P.,** 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geologische rundschau*, V.87, 3, pp. 363-372.

**Demant, A. and Morata, D.,** 1996. Les dolérites tholéitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). Petrologie, géochimie et cadre géodynamique: *Bull. Soc. Geol. France*, V. 167, pp. 321-333.

**Denele, Y.,** 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. Thèse de Doctorat de l'Université de Toulouse (co-direction G. Gleizes, P. Olivier).

**Denele, Y., Olivier, P., Gleizes, G. and Barbey, P.,** 2007. The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*. V. 19, 6, pp. 445-453.

**Denele, Y., Olivier, P., Gleizes, G.,** 2007. Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Merens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of structural geology*. V. 30, 9, pp. 1138-1149.

**Denele, Y., Barbey, P., Deloule, E., Plieter, E., Olivier, P. And Gleizes, G.,** 2009. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulltin de la société géologique de France*. V. 180, 3, pp. 209-216.

**Déramond, J., Graham, R. H., Hossack, J. R., Baby, P. and Crouzet, G.,** 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées = A new model of the Pyrenean Range, *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 301-16, pp. 1213-1216.

**Déramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M. and Specht, M.,** 1993. Relationships thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps, model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain)., WILLIAMS G. D. et DOBB A. (eds.). *Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, V. 71, pp. 193-219.

**Desegaulx, P. and Brunet, M.-F.,** 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times, *Bull. Soc. géol. France* 8 (VI), pp. 295-306.

**De Saint-Blanquat, M.,** 1989. La faille normale ductile du massif de Saint-Barthélémy. Age et signification de l'expansion crustale dans la zone Nord-Pyrénéenne. Thèse Doct., Univ. Montpellier 2.

**De Sitter, L.U.,** 1952. Plionene uplift of Tertiary mountain chains: *American Journal of Science*, V. 250, pp. 297-307.

**Desreumaux, C., Clément, B., Fabre, R. and Martins-Campina, B.,** 2002. Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes. Discovery of contact metamorphism in Upper Cretaceous turbidites related to ophites intrusions in the western Pyrenees (Aspe Valley, France). Toward a revision of the age of the Pyrenean ophites, *Comptes Rendus Geosciences*, V. 334, pp. 197-203.

**Dodson, M.H.,** 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 40, pp. 259-74.

**Dodson, M.H.,** 1979. Theory of cooling ages. In: Jager, E. and Hunziker, J. C. (Eds) *Lectures in Isotope Geology. Springer*, pp. 194-202.

**Donelick, R.A.,** 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. Patent 5267274, U.S.A.

**Donelick, R.A.,** 2004. Report on Pyrenean Fission Track Data.

**Donelick, R.A., Ketcham, R.A. and Carlson, W.D.,** 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *Am Mineral* 84, pp. 1224-1234.

**Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B. and Ketcham, R.A.,** 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. V. 58, pp. 49-94.

**Dubois, P and Séguin, J. C.,** 1978. Les flyschs crétacé et éocène de la zone commingeoise et leur environnement, *Bull. Soc. Geol..Fr*, V.20, pp. 657-671

**Duddy, I.R., Green, P.F. and Laslett, G.M.,** 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. *Chem. Geol.* V. 73, pp. 25-38.

**Duerto, L. and McClay, K.,** 2009. The role of syntectonic sedimentation in the evolution of doubly vergent thrust wedges and foreland folds. *Marine and Petroleum Geology*, V. 26, n°7 pp. 1051-1069.

## E

**ECORS Pyrenees Team.,** 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, V. 331, pp. 508-511.

**England, P.C. and Thompson, A.B.,** 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* V. 25, pp. 894-928.

**Epard, J.-L. and Groshong, R. H.,** 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*, V. 247 (1-4), pp. 85-103.

**Erslev, E.A.,** 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*. V. 19, 6, pp. 617-620.

## F

**Fabriès, J., Lorand J. and Bodinier J.,** 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees, *Tectonophysics*, V. 292, pp. 145-167.

**Fabriès J., Lorand, J.P., Bodinier, J.L. and Dupuy, C.,** 1991. Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees during the Mesozoïc : evidences from spinel Lherzolite orogenic massif's. In "Orogenic Lherzolites and Mantle Processes", M.A. Menzies et al, (Eds.). *J. Petrology*, pp. 55-76.

**Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Rossetti, F.,** 2001. History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean. *Geophys. J. Intern.* 145, pp. 1-21.

**Farley, K.A.,** 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys Res*, V. 105, pp. 2909-2914.

**Fidalgo-Gonzalez, L.,** 2001. « La cinématique de l'Atlantique Nord : la déformation intraplaque », Thèse, Université de Bretagne Occidentale, pp. 350 (V. 1 et 2).

**Fitzgerald, P.G. and Gleadow, A.J.W.,** 1988. Fission track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Mountains in Northern Victoria Land, Antarctica. *Chem. Geol.* V. 73, pp. 169-98.

**Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J. and Baldwin, S.L.,** 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 173, pp. 157-170.

**Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.S., Redfield, T.F. and Stump, E.,** 1995. Uplift and denudation of the Central Alaska Range: A case study in the use of Apatite Fission Track Thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research*, V. 100, pp. 20175-20191.

**Fleischer, R.L., Price, P.B. and Walker, R.M.,** 1975. *Nuclear Tracks in Solids*. Berkeley: Univ. Calif. Press. Pp. 605.

**Fondécave-Wallez, M.-J. and Peybernès, B.,** 2002. Réflexions sur l'âge des ophites de la région de Bedous (vallée d'Aspe, Pyrénées-Atlantiques), *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, V. 138, pp. 45-50.

**Ford, M.,** 2004. Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin research*. V. 16, 3, pp. 361-375.

**Fortane, A., Duee, G., Lagabrielle, Y. and Coutelle, A.,** 1986. Lherzolites and the western chainons béarnaise (french pyrenees) - structural and paleogeographic pattern. *Tectonophysics*, V. 129 : 1-4 , pp. 81-98.

## G

**Galbraith, R.F.,** 1990. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nucl. Tracks* V. 17, pp. 207-14.

**Galbraith, R.F. and Laslett, G.M.,** 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl. Tracks*, V. 21, pp. 459-70.

**Galdeano, A., Moreau, M., Pozzi, J., Berthou, P. and Malod, J.,** 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia, *Earth and planet. Sci. Lett.*, V. 92, pp. 95-106.

**Gallagher, K.,** 1995. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 136, pp. 421-35.

**Gallagher, K.,** 1998. Inverse thermal history modelling as a hydrocarbon exploration tool, *Inverse Problems*, V. 14, pp. 479-497.

**Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C.,** 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, V. 26, pp. 519-572.

**Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., and Ballester. P.,** 2005. Exploiting 3D spatial sampling in inverse modeling of thermochronological data. *Rev Mineral Geochem*, V. 58, pp. 375-387.

**Garcés, M., Agustí, J., Cabrera, L. and Parés, J. M.,** 1996. Magnetostratigraphy of the Vallesian (late Miocene) in the Vallès- Penedès Basin (northeast Spain). *Earth and planet. Sci. Lett.*, V. 142, pp. 381-396.

**Garcia Mondéjar, J.,** 1989. Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of the Northern Spain and its relationship to the Aptian-Albian opening of Bay of Biscay., TANKARD A. J. et BALKWILL H. R. (eds.). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *Mem. AAPG, Boulder, CO*, V. 46, pp. 395-409.

**Gibson, M., Sinclair, H. D., Lynn, G. J. and Stuart, F. M.,** 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research*, V. 19, pp. 323-334.

**Gisbert, J.,** 1981. Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lérida) . Diagnénesis y sedimentología. Tesis Doct., Univ. Zaragoza.

**Gisbert, J.,** 1983a. El Pérmico de los Pirineos españoles. En : Martinez-Díaz (ed.) *Carbonífero y Pérmico de España*, IGME., Madrid, II, pp. 405-420.

**Gisbert, J.,** 1983b. Las molasas tardihercínicas del Pirineo. Libro Jubilar J.M. Rios. *Geología de España*, II, pp. 168-185.

**Gleadow, A.J.W. and Duddy, I.R.,** 1981. A natural long term annealing experiment for apatite. *Nucl. Tracks*, V. 5, pp. 169-74.

**Gleadow, A.J.W. and Fitzgerald, P.G.,** 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 82, pp. 1-14.

**Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A. and Barbey, P.,** 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Borderes-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *International Journal of Earth Sciences*, V. 95, pp. 1039-1052.

**Goldgerg, J.,** 1987. Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé, Thèse, Univ. Sci et Tech. du Languedoc, Montpellier, pp. 235.

**Goldgerg, J. and Maluski, H.,** 1988. Donnée nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen, *C. R. Acad. Sc. Paris*, V. 306, pp. 429-435.

**Goldgerg, J., Maluski, H. and Leyreloup, A.,** 1986. Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the north Pyrenean zone, *Tectonophysics*, V. 129, pp. 275-290.

**Golberg, J.M. & Leyreloup, A.F.** 1990. High temperature - low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contr. Miner. Petrol.* V. 104, pp. 194-207.

**Gong, Z., Dekkers, M.J., Dinarès-Turell, J. and Mullender, T.A.T.,** 2008. Remagnetization mechanism of Lower Cretaceous rocks from the Organyà Basin (Pyrenees, Spain), *Studia Geoph. Geod.*, V. 52, pp. 187-210.

**Goron, L.,** 1941. Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphologique d'une lisière de montagne [Doctorat thesis]: Toulouse, Faculté des Lettres, Université de Toulouse.

**Grandjean, G.,** 1992. Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS-Arzacq-Pyrénées., Thèse de Doctorat. Univ. Montpellier II.

**Graveleau, F.,** 2008. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan. Thèse de doct. Université Montpellier II. 487p.

**Green, P.F.,** 1985. In defense of the external detector method of fission-track dating, *Geological Magazine*, V. 122(1), pp. 73-75.

**Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F.,** 1989a. Apatite fission track analysis as palaeotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In *Thermal History of Sedimentary Basins*, ed. ND Naeser, TH McCulloh, pp. 181-95. New York: Springer-Verlag. 319 p.

**Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. and Laslett, G.M.,** 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A qualitative description. *Chem. Geol.* V. 59, pp. 237-53.

**Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F.,** 1989b. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol.* V. 79, pp. 155-82.

**Green, P.F. and Durrani, S.A.,** 1977. Annealing studies of tracks in crystals. *Nuclear Track Detection*, V. 1, pp. 33-39.

**Gruppo Appennino Settentrionale.** 1982. Sezioni Geologico-strutturali in scala 1: 200000 attraverso l'Appennino Settentrionale. Progetto Finalizzato Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 5 – Modello Struttural, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.

**Gruppo Appennino Settentrionale.** 1982. Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 5 – Modello Struttural, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.

**Guimerà, J. et Álvaro, M.,** 1990. Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, V. 8(VI), pp. 339-348.

**Guitard, D.,** 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. BRGM*, V. 63, pp. 317.

**Gunnell, Y. and Calvet, M.,** 2006. Comment on « Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain », by J. Babault et al. ». *Tectonics*, V. 25, TC3003.

**Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavieille, J. and Lallemand, S.,** 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*. V. 24, 2, pp. 135-138.

**Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavieille, J. and Lallemand, S.,** 1998. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan accretionary wedge. *Journal of geophysical research-solid earth*. V. 103, B5, pp.10161-10176.

## H

**Hames, W.E. and Bowring, S.A.,** 1994. An empirical-evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 124(1-4), pp. 161-167.

**Hardy, S. and Ford, M.,** 1997. Thishear above a propagating thrust : implications for fault propagation folding. *Tectonics*, V. 16, pp. 841-854.

**Harrison, R.S.,** 1981. Subaerial exposure surfaces - variations on a theme, *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, V. 65(5), pp. 935-935.

**Harrison, T.M., Duncan, I. and Mc Dougall, I.,** 1985. Diffusion of <sup>40</sup>Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 49, pp. 2461-2468.

**Hartevelt, J.J.A.,** 1970. The geology of the upper Segre and Valita valleys – Andorra, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, V. 45, pp. 167-236.

**Hogan, P.J., and Burbank, K.D.W.,** 1996. Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: Friend, P. F., and Dabrio, C. J. (ed.). Tertiary Basins of Spain. *Cambridge University Press*. pp. 153-160.

**Hoth, S., Hoffmann-Rothe, A. and Kukowski, N.,** 2007. Frontal accretion: An internal clock for bivergent wedge deformation and surface uplift. *J. Geophys. Res.* V. 112, B06408.

**Hurford, A.J.,** 1986. Cooling and uplift patterns in the lepontine alps south central switzerland and an age of vertical movement on the insubric fault line, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 92(4), pp. 413-427.

**Hurford, A.J.,** 1988. International-union-of-geological-sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission-track dating calibration and data reporting, paper presented at *6th International Workshop on Fission Track Dating*, Besancon, France, Sep 05-09.

**Hurford, A.J.,** 1990. Standardization of fission-track dating calibration - recommendation by the fission-track working group of the iugs subcommission on geochronology, *Chemical Geology*, V. 80(2), pp. 171-178.

**Hurford, A.J.,** 1990a. International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl Tracks*, V. 17, pp. 233-36.

**Hurford, A.J.,** 1990b. Standardization of fissiontrack dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chem. Geol.* V. 80, pp. 171-78.

**Hurford, A.J. and Green, P.F.,** 1982. A users guide to fission track dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 59, p.343-54.



**Hurford, A.J. and Carter, A., 1991.** The role of fission track dating in discrimination of provenance. In *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, ed. AC Morton, SP Todd, PDW Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1998.26:519-572. Haughton, Geol. Soc. London Spec. Publ. V. 57, pp. 67-78.

**Husson, L. and Moretti, I., 2002.** *Thermal regime of fold and thrustbelts. An application to the Bolivian Sub Andean Zone; Tectonophysics*, V. 345, pp. 253-280.

## I

**Ingles, J., Dauch, C., Soula, J.C., Viallard, P. and Brusset, S., 1999.** Application of the Prandtl-Nadai cell model to a regional scale fault intersection: the Gresigne-Quercy block (SW France). *Journal of structural geology*. V. 21, 4, pp. 449-466.

**Ingles, J., Lamouroux, C., Soula, J.C., Guerrero, N. and Debat, P., 1999.** Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Neouvielle massif, Pyrenees, France. *Journal of structural geology*. V. 21, 5, pp. 555-576.

## J

**James, V. and Canérot, J., 1999.** Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). *Eclogae Geol. Helv.*, V. 92, pp. 63-72.

**Jolivet, M., 2001.** Cinématique des déformations au nord Tibet. Thermochronologie traces de fission, modélisation analogique et étude de terrain. Thèse de doct. Université Montpellier II.

**Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. and Campani, M., 2007.** Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south-Pyrenean basement thrust system (France-Spain)., *Tectonics*, V. 26, TC5007, doi:10.1029/2006TC002080.

## K

**Keefer, W.R., 1970.** Structural Geology of the Wind River Basin, Wyoming: Geol. Surv. prof. Pap. US., pp. 495-D.

**Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Donelick, M.B., 2000.** AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, V. 2, n.1.

**Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., 2007.** Improved measurement of fission-track annealing in apatite using c-axis projection. *American mineralogist*, V. 92, 5-6, pp. 789-798.

**Kligfield, R., 1979.** Northern apennines as a collisional orogen . *American journal of science*. V. 279, 6, pp. 676-691.

**Konstantinovskaia, E. and Malavieille, J., 2005.** Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. V. 6, Q02006.

**Kukowski, N., Lallemand, S.E., Malavieille, J. Gutscher, M.A., Reston, T.J., 2002.** Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experiments with application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine geology*. V. 186, 1-2, pp. 29-42.

## L

**Lacan, P., 2008.** Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'ouest des pyrénées. Thèse de doct. Université de Pau et des Pays de l'Adour. 272p.

**Labaume, P., 1983.** Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique éocène sud-pyrénéen (entre les transversals col du Somport-Jaca et Pic d'Orhy-Sierra de Leyre). Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, U.S.T.L. Montpellier, 170 p., 65 fig., 2 annexes, 1 carte H.T.

**Labaume, P., 1992.** Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemple des apennins du nord, des Alpes françaises et de Sicile. Thèse de doct. Université Montpellier II.

**Labaume, P., Seguret, M. and Seyve, C., 1985.** Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, V. 4, pp. 662-685.

**Lacombe, O. and Obert, D., 2000.** Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. Structural inheritance and cover deformation : Tertiary folding and faulting in the western Paris Basin., *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 330, pp. 793-798.

**Lagabriele, Y. and Bodinier, J.L., 2008.** Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, V. 20 (1), pp. 11-21.

**Lagabriele, Y., Labaume, P. and De Saint Blanquat, M. 2009.** Mantle exhumation, crustal denudation and raft tectonics during pre-orogenic evolution of the Pyrenees : New messages from the Iherzolite bodies. *Accepted to tectonics*.

**Lallemant, H. G. A., 1968.** Structural and petrofabric analysis of an alpine type peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees. *Leid. geol. Meded.*, V. 42, pp. 1-57.

**Laslett, G.M., Gleadow, A.J.W. and Duddy, I.R., 1984.** The relationship between fission track length and track density in apatite. *Nucl. Tracks*, V. 9, pp. 29-38.

**Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., 1987.** Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol.* V. 65, pp. 1-13.

**Laumonier, B., 1987b.** Révision de la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur des Aspres, à l'Est du massif du Canigou ; conséquences stratigraphiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 305, II, pp. 611-614.

**Laumonier, B., 1988.** Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. *Hercynica*, V. 1, pp. 25-38.

**Laumonier, B. et Guitard, G., 1986.** Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 302, pp. 473-478.

**Laumonier, B. (coord.) et al., 1996.** Cambro-Ordovicien. In Barnolas B. et Chiron J.C. : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». – Edition BRGM – ITGE, V. 1. pp. 157-209.

**Lebmanc, D. et Gleizes, G.,** 1992. Le polydiapirisme du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées espagnoles). 14<sup>ème</sup> RST, Toulouse, Soc. Géol. Fr. édit., 94 p.

**Lees, C.H.,** 1910. On the isogeotherms under mountain ranges in radioactive districts, *Proc. R. Soc. V. 83*, pp. 339-346.

**Le Fur-Balouet, S.,** 1985. « Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphano-Permien jusqu'au Crétacé : essai d'identification basé sur l'étude géochimique des éléments en traces », Thesis 3<sup>ème</sup> Cycle, Paris VI, pp. 320.

**Le Pichon X., Bonnin, J. et Sibuet, J.C.,** 1970. La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du golfe de gascogne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, V. 271, pp. 1941-1944.

**Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B. and Chabron, E.,** 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics*, V. 320, 1, pp. 45-67.

**Lock, J., Willett, S.,** 2008. Low-temperature thermochronometric ages in fold-and-thrustbelts. *Tectonophysics* 456 (3-4), pp. 147-162.

**Lovera, O.M., Richter, F.M. and Harrison, T.M.,** 1989. The ar-40 ar-39 thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, V. 94(B12), pp. 17917-17935.

**Lucas, C. et Gisbert, J.,** 1996. Carbonifère Supérieur- Permien. In: A. Barnolas, J.C. Chiron, B. Guerangué (eds.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, BRGM-IGME, 1, pp. 339-359.

## M

**Magné, J. et Mattauer, M.,** 1968. Sur la présence de Cénomaniens-Turonien dans la série schisteuse de la couverture nord de la zone axiale des Pyrénées au sud de Quillan (Aude). *Géologie de la France*, BRGM, V. 3, pp. 39-44.

**Majesté-Menjoulas, C. (coord.) et al.,** 1996. Dévonien - Carbonifère inférieur. In Barnolas B. et Chiron J.C. : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». – Edition BRGM – ITGE, V. 1. pp. 235-301.

**Malod, J. and Mauffret, A.,** 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic, *Tectonophysics*, V. 184, pp. 261-278.

**Mancktelow, N.S. and Grasemann, B.,** 1997. Timedependent effects of heat advection and Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1998.26:519-572. topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, V. 270, pp. 167-95.

**Mattauer, M.,** 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées. *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.*, V. 10, pp. 3-12.

**Mattauer, M.,** 1990. Une autre interpretation du profil ECORS Pyrenees. *Bul. Soc. Géol. France*, V. 6, pp. 307-311.

**Mattauer, M., Dalmayrac, B., Laubacher, G. et Vidal, J.C.,** 1967. Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le « synclinal » paléozoïque de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 265, pp. 1361-1364.

**Mattauer, M. and Henry J.,** 1974. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, V. 4, pp. 3-22.

**Mattauer, M. and Proust, F.,** 1967. L'évolution structurale de la partie Est du domaine Pyrénéo-Provençal au Crétacé et au Paléogène, *Trav. Lab. Géoch. Biosphère*, pp. 9-20.

**Mattauer, M. and Séguret, M.,** 1971. Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le Golfe de Gascogne., Debyser J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. Ed. Technip, Paris, 1, IV.4-1-IV. pp. 4-24.

**Matte, P.,** 1986. Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, V. 126, pp. 329-374.

**Maurel, O., Brunel, M. and Monié, P.,** 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *Comptes Rendus Géosciences*, V. 334, pp. 941-948.

**Maurel O.,** 2003, L'exhumation de la zone axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. *Thèse de Doctorat*, Université Montpellier II, 219 p.

**Maurel, O., Respaut, J.P., Monier, P., Arnaud, N., and Brunel, M.** 2004. U-Pb emplacement and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Géosciences*, V. 336, pp.

**Mauriaud, P.,** 1987. Le Bassin d'Aquitaine, *Pétrole et Techniques*, 335, pp. 38-41.

**McClay, K. R., and Whitehouse, P.,** 2004. Analogue Modelling of doubly vergent thrust wedges. In: McClay, K. R. (ed) Thrust Tectonics and Petroleum Systems. *AAPG Memoir*. V. 82, pp. 184-206.

**Mengel, O.,** 1910. A propos des paliers des vallées des Pyrénées-Orientales. (réponse à M. de Martonne): *Bull. Soc. géol. France*, V. 4è série, t. X, pp. 427.

**Metcalf, J.R., Paul G. Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L. and Muñoz, J.A.,** 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 287, 3-4, pp. 488-503.

**Millan Garrido, H.,** 2006. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas. – Huesca : *Instituto de Estudios Altoaragoneses*, pp. 398 (Colección de Estudios Altoaragoneses; 53).

**Millan Garrido, H., Pueyo Morer, E. L., Aurell Cardona, M., Aguado Luzon, A., Oliva Murcia, B., Martinez Peña, M. B., and Pocovi Juan, A.,** 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central, *Rev. Soc. Geol. Esp.* V. 13, pp. 279-300.

**Minnigh, L.D., Van Casteren, P.W.C. and Den Tex, E.,** 1980. Quenching: An additional model for the emplacement of the Lherzolite at Lherz. *Geology*, V. 8, pp. 18-21.

**Mirouse, R.,** 1966. Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mém. Carte géol. Fr.*, V. 451 p. 16 ph., 3 pl. h.t.

**Mirouse, R.,** 1980. Les Pyrénées. In : *Bulletin Centre Recherche Exploitation-Production Elf-Aquitaine*, Mém. V. 3, Chapitre 5, pp. 28-29.

**Mirouse R., Clin M., Lucas C., Bixel F., Roger P. et Majeste-Menjoules C.,** 1983. *Pyrénées: 500 millions d'années*, Parc National des Pyrénées Occidentales.

**Molnar, P. and England, P.,** 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg. *Nature*, V. 346, pp. 29-34.

**Moore, J. C., Watkins, J. S., Shipley, T. H., McMillen, K. J., Bachman, S. B. and Lundberg, N.,** 1982. Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: synthesis of results from Leg 66 of the Deep Sea Drilling Project, southern Mexico. *Geological Society of American Bulletin*. V. 93, pp. 847-891.

**Monchoux, P.,** 1970. Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. *Thèse d'état*. Toulouse, 180 p.

**Montagné, G.,** 1986. Les anomalies du -ysch nord-pyrénéen de Pau à Ascaïn (Pyrénées Atlantiques), Thèse Univ. Pau et Pays de l'Adour, pp. 328.

**Montes, M. J.,** 1992. Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinatorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central). *Simposio sobre Geologia de los Pirineos, III Congreso Geologico de España*, 2, Salamanca, pp. 150-160.

**Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. and Thuizat, R.,** 1986. K-ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees - age and length of rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics*. V. 129, 1-4, pp. 257-273.

**Morris, R. G., Sinclair, H. D. and Yelland, A. J.,** 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: Implications for sediment discharge. *Basin Research*. (10:1), pp. 69-85.

**Mulugeta, G. and koyi, h.,** 1992. Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. Conference information: international symp on geodesy-seismology : deformations and prognosis, date: oct 02-06, 1989 erevan ussr. *Tectonophysics*. V. 202, 2-4, pp. 319-333.

**Muñoz, J.,** 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced crosssection., K.R. McClay, Editor, Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London, pp. 235-246.

**Muñoz, J.,** 2002. Alpine tectonics : The Alpine system north of the Beltic Cordillera : The Pyrenees, The Geology of Spain, edited by W. Gibbons and T. Moreno, *Geol. Soc., London.*, pp. 370-385.

**Mutti, E., Seguret, M. & Sgavetti, M.,** 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees. Field Trip 7 guidebook. *AAPG Mediterranean Basins Conference*, Nice, France, Special Publication of the Institute of Geology of the University of Parma, p. 157.

## N

**Naeser, C.W.,** 1979. Thermal history of sedimentary basins: fission track dating of subsurface rocks. In *Aspects of Diagenesis*, ed. PA Scholle, PR Schluger, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* V. 26, pp. 109-12.

**Naeser, C.W.,** 1981. The fading of fission tracks in the geological environment – data from deep drill holes. *Nucl Tracks Rad Meas*, V. 5, pp. 248-250.

**Naylor, M., Sinclair, H. D., Willett, S. and Cowie, P.,** 2005. A discrete element model for orogenesis and accretionary wedge growth. *Journal of Geophysical Research*, V. 110.

**Nussbaum, F.,** 1931. Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées-Orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire, in *C. R. Congr. int. Géog.*, V. II, Ttrav. de la Section II, Paris.

## O

**Olivet, J.-L.**, 1996. La cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf- Aquitaine*, V. 20, 1, pp. 131-195.

**Olivier, P., Ameglio, L., Richen, H. and Vadeboin, F.**, 1999. Emplacement of the Aya Variscan granitic pluton (Basque Pyrenees) in a dextral transcurrent regime inferred from a combined magneto-structural and gravimetric study. *Journal of the geological society*, V. 156, pp. 991-1002.

**Olivet, J.-L., Bonnin, J., Beuzart, P. and Auzende, J.**, 1984. Cinématique de l'atlantique nord et central, *Ser. Rapp. Sci. Tech., CNEXO*, V. 54, pp. 110.

**Olivet, J.L., Malod, J.A. et Beuzart, P.**, 1996b. Synthèse Pyrénées – Contexte cinématique, apport des données marines, in: *Barnolas, A., Chiron, J.C. : Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, BRGM-ITGE, E. (eds), Orleans et Madrid, 1/2, pp. 81-134.

## P

**Pannekoek, A.J.**, 1935. Evolution du Bassin de la Têt dans les Pyrénées Orientales pendant le Néogène: Utrecht.

**Panzer, W.**, 1926. Talentwicklung und Eiszeitklima in nord-östlichen Spanien, *Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges.*, V. 39: Frankfurt am-Main.

**Paquet, J. and Mansy, J.**, 1992. Evolution alpine du massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées- Orientales), *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 315, pp. 487-494.

**Paul, T. and Fitzgerald, P.F.**, 1992. Transmission electron microscope investigation of fission tracks in apatite. *Am. Mineral.* V. 77, pp. 336-44.

**Penck, A.**, 1894. Studien über das Klima Nordspaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der diluvialperiode, in *Erdkunde*, Z.d.G.f., ed.: Berlin.

**Platt, J.P.**, 1988. The mechanics of frontal imbrication - a 1st-order analysis. *geologische rundschau*. V. 77, n°2, pp. 577-589.

**Platt, J.P.**, 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, V. 5, pp. 119-133.

**Poblet, J. and Hardy, S.**, 1995. "Reverse Modeling Of Detachment Folds - Application To The Pico-Del-Aguila Anticline In The South Central Pyrenees (Spain)," *Journal Of Structural Geology*. (17:12), pp. 1707.

**Poblet, J., McClay, K., Storti, F. and Munoz, J.A.**, 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. Conference Information: Penrose Conference on Fault-Related Folding, Date: AUG, 1995 BANFF CANADA. *Journal of structural geology*. V. 19, 3-4, pp.369-381.

**Pocovi, A., Millan, H., Navarro, J.J., and Martinez, M.B.**, 1990. Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y la zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza), *Geogaceta*, V. 8, pp. 36-39.

**Principi, G. and Treves, B.** 1984. Il sistema corso-appennino come prisma di accrezion. Rifflessi sul problema generale del limite Alpin-Appennini. *Memorie della società geologica Italiana*. V. 28, pp. 549-576.

**Puigdefabregas, C., & Soler, M.** 1973. Estructura de las Sierras Exteriores Pirinaicas en el corte del Rio Gallego (prov. de Huesca). *Pirineos*, 109, 5-15.

**Puigdefabregas, C.,** 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca., *Monografías Instituto Estudios Pirenaicos*, V. 104, pp. 188.

**Puigdefabregas, C. and Souquet, P.,** 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees., *Tectonophysics*, V. 129, pp. 173-204.

**Puigdefabregas, C., Muñoz, A. and Verges, J.,** 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees., MCCLAY K. (ed.). *Thrust Tectonics*. Ed. Chapman and Hall, London, pp. 247-254.

## Q

## R

**Rapaille, C., Bertrand, H. and Marzoli, A.,** 2004. Discovery of metamorphized Late Cretaceous turbidities in contact with ophite intrusions in Western Pyrenees (Aspe Valley, France) - Revision of the age of Pyrenees ophites – Comment. *Comptes Rendus Geoscience*. V. 336, 2, pp. 171-172.

**Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A. and Salomon, J.,** 1982. Etapes et style de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays (Espagne) au Crétacé, *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 295, pp. 247-250.

**Ravier, J.,** 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées, (eds), *Mém. Soc. Géol. France*, V. 38, pp. 250.

**Rehault, JP., Boillot, G. and Mauffret, A.,** 1984. The western mediterranean basin geological evolution. *Marine geology*. V. 55, 3-4, pp. 447-477.

**Remacha, E., Gual, G., Bolano, F., Arcuri, M., Oms, O., Climent, F., Crumeyrolle, P., Fernandez, L.P., Vicente, J.C. & Suarez, J.,** 2003. Sand-rich turbidite systems of the Hecho Group from slope to the basin plain. Facies, Stacking patterns, controlling factors and diagnostic features. Geological Field Trip n. 12, South-Central Pyrenees. *AAPG International Conference and Exhibition*. Barcelona, Spain.

**Robert, X.,** 2009. Séquence d'activité des failles et dynamique du prisme himalayen : apports de la thermochronologie et de la modélisation numérique. Thèse de doct. Université Joseph Fourier. Grenoble. 347p.

**Roca, E.,** 1996. The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees), in *Tertiary Basins of Spain*, edited by Friend and Dabrio.

**Rocher, M.,** 1998. Évolution tectonique cénozoïque de l'avant-pays nord-pyrénéen., 17ème Réunion des Sciences de la Terre, Brest, *Soc. Géol. France*, pp. 185.

**Romero, A.**, 1959. Etude minéralogique des formations argileuses des bassins d'Amélie-les-Bains, *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, pp. 364-376.

**Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret M., Camara, P. and Deramond, J.**, 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, V. 8, pp. 41-50.

## S

**Safran, E.B.**, 2003. Geomorphic interpretation of low-temperature thermochronologic data: Insights from two-dimensional thermal modeling, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B4).

**Santana, V., Rubia, J.M. et Gleizes, G.**, 1992. Analyse structurale du pluton zoné de Panticosa (Pyrénées, Espagne). 14<sup>ème</sup> RST, Toulouse, Soc. géol. Fr. Edit., 94 p.

**Souriau, A. and Granet, M.**, 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *Journal of Geophysical Research*, V. 100, 18, pp. 117-134.

**Souriau, A., Chevrot, S. and Olivera, C.**, 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data, *Tectonophysics*, doi :10.1016/j.tecto.2008.08.014.

**Scandone, P.**, 1979. Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian arc. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, V. 1998, pp. 27-34.

**Scoot, G.R.**, 1975. Genozoic Surfaces and Deposits in the Southern Rocky Mountains: *Geol. Soc. Am. Mem.*, V. 144, pp. 227-248.

**Séguret, M.**, 1972. Etude des Nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées - Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité, USTELA, Montpellier, 155 p.

**Séguret, M. and Daignières, M.**, 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; discussion = Coupes balancées à l'échelle de la croûte pour les Pyrénées : discussion, *Tectonophysics*, V. 129, pp. 303-318.

**Séranne, M.**, 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW mediterranean) revisited by IBS: an overview, in : B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Séranne (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* V. 156, pp. 15-36.

**Serrano, O.**, 2001. Le Crétacé Supérieur - Paléogène du bassin compressif nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour), These de l'université de rennes 1, 175 p.

**Shaw, J. H., Connors C. and Suppe, J.**, 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds: An AAPG seismic atlas, *American Association of Petroleum. Geologists Studies in Geology*, 53, 157p.

**Schoeffler, J., Henry, J., and Villanova, M.**, 1964. Etat des travaux de cartographie géologique réalisés par la Société Nationale de Pétroles d'Aquitaine (SNPA) dans les Pyrénées occidentales. *C. R. somm. Soc. Fr.*, V.7, pp. 241-246.

**Sibuet, J.-C., Srivastava, S. and Spakman, W.**, 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, V. 109, B08,104.



**Silver, E.A., Ellis, M.J., Breen, N.A. and Shipley, T.H.,** 1985. Comments on the growth of accretionary wedges. *Geology*, V. 13, pp. 6-9.

**Sinclair, H.D., Gibson, M., Lynn, G. and Stuart, F.M.,** 2009. *The evidence for a Pyrenean Resurrection: a response to Babault et al. (2008)*. *Basin Research*, V. 21 (1). pp. 143-145.

**Sinclair, H., Gibson, M., Naylor, M. and Morris, R.,** 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic -uxes, *American Journal of Science*, 305, pp. 369-406.

**Soler, M. & Puigdefabregas, C.,** 1970. Lineas generales de la geologia del alto Aragon occidental. *Pirineos*, V. 96, pp. 5-19.

**Sorre, M.,** 1913. Les Pyrénées méditerranéennes: Paris.

**Soula, J.C.,** 1970. Métamorphisme de contact et métamorphisme général dans l'Arize oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 270, D, pp. 1747-1750.

**Soula, J.C. et Debat, P.,** 1976. Développement et caractères des litages tectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, V. 18, pp. 1515-1537.

**Souquet, P. and Déramond, J.,** 1989. Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne)., *C. R. Acad. Sci. Paris*, V. 309, pp. 137-144.

**Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M. et Debrosses, E.J.,** 1977. La chaîne alpine des Pyrénées, *Géologie alpine*, V. 53, pp. 193-216.

**Spear, F.S.,** 2004. Fast cooling and exhumation of the Valhalla Metamorphic Core Complex. *International Geology Review*, V. 46, pp. 193-209.

**Specht, M., Deramond, J. et Souquet, P.,** 1991. Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays : utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. géol. France*, V. 3, pp. 553-562.

**Stanistreet, I.G. and McCarthy, T.S. in Gunnell, Y. and Calvet, M.,** 2006. Comment on « Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain », by J. Babault et al. ». *Tectonics*, V. 25, TC3003.

**Steiger, R.H. and Jäger, E.,** 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth. Planet. Sci. Lett.* V. 36, pp. 359-362.

**Stevaux, J., and Zolnai, G.,** 1975. Les olistostromes du sud de l'Aquitaine dans la dynamique du bassin, Tectonique et sédimentation, 9ème cong. int. Sédimento, Nice, Tome 2, pp. 143-150.

**Stockli, D.F., Farley, K.A. and Dumitru, T.A.,** 2000. Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, V. 28, pp. 983-986.

**Stockmal, G.S.,** 1983. Modeling of large-scale accretionary wedge deformation. *Journal of Geophysical Research*. V. 88, pp. 8271-8287.

**Storti, F. and McClay, K.,** 1995. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models: *Geology*, V. 23, pp. 999-1002.

**Storti F., Salvini, F. and McClay, K.,** 2000. Synchronous and velocity-partitioned thrusting, and thrust polarity reversal in experimentally produced, doublyvergent thrust wedges: Implications for natural orogens. *Tectonics*, V. 19, pp. 378-396.

**Stüwe, K., White, L. and Brown, R.,** 1994. The influence of eroding topography on steadystate isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 124, pp. 63-74.

**Suppe, J.,** 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American journal of science*. V. 283, 7, pp. 684-721.

**Suppe, J., and Medwedeff, D.A.,** 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. conference information: 7th annual meeting of the swiss tectonic studies group, Date: JAN 19-20, 1990 BASEL SWITZERLAND. *Eclogae geologicae helvetiae*. V.83, 3, pp. 409-454.

## T

**Teixell, A.,** 1990. Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial zone, *Bull. Soc. géol. France*, V. 8, VI, pp. 241-249.

**Teixell, A.,** 1992. Corte estructural a traves de la terminacion occidental de la zona axial (Pirineo central). Structural section across the western terminus of the central Pyrenees axial zone. *Actas del Congreso Latinoamericano de Geologia*, V.8, pp. 205-214.

**Teixell, A.,**1994. Jaca. *Mapa Geologico de Espana*. Escala 1:50 000, V.176, 36 p.

**Teixell, A.,** 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: Basement and cover thrust geometrie, *Journal Of The Geological Society*. V. 153, pp. 301-310.

**Teixell, A.,** 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west Pyrenees, *Tectonics*, V. 17, 3, pp. 395-406.

**Teixell, A. and Garcia Sansegundo, J.,** 1995. Estructura del sector central de la cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). Structure of the central sector of the Jaca Basin, southern Pyrenees *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, V. 8, no.3, pp. 215-228.

**ter Voorde, M., de Bruijne, C.H., Cloetingh, S.A.P.L., Andriessen, P.A.M.,** 2004. Thermal consequences of thrust faulting; simultaneous versus successive fault activation and exhumation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223 (3–4), pp. 395–413.

**Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignieres, M. and Rivero, A.,** 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS pro-le = Contrainte de gravité sur la structure profonde de la ceinture Pyrénéenne le long du pro-l ECORS, *Bull. Service Carte Géolog. d'Alsace et Lorraine*, V. 165, pp. 105-116.

**Turcotte, D., and G. Schubert.,** 1982. *Geodynamics, applications of continuum physics to geological problems*, 450 pp., John Wiley, New York.

**Tweto, O.,** 1975. Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) Orogeny in the Southern Rocky Mountains : *Geol. Soc. Am. Mem.*, V. 144, pp. 1-44.

## U

## V

- Vacher, P. and Souriau, A.**, 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on the gravity modelling, seismic images and petrological constraints: *Geophysical Journal International*, V. 145, pp. 460-470.
- Valero, B.L.**, 1986. El marco geológico del Estefanienese-Pérmico del Alto Aragón y el Alto Gállego (Pirineo de Huesca). Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 244 p.
- Vergés, J.**, 1994. Estudio geológico de la vertiente sur del Pirineo oriental y central. Evolución cinemática en 3D., *Acta Geológica Hispánica*, V. 29, pp. 195-199.
- Vergés, J.**, 1999. Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D: Col.lecció Monografies tècniques, V. 7, Institut Cartogràfic de Catalunya, pp. 194
- Vergés, J. and Muñoz, J.**, 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, V. 8, pp. 265-272.
- Vergés, J., Fernàndez, M. and Martínez, A.**, 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, V. 8, pp. 57 - 76.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaeulèria, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D. W., Muñoz, J. A. and Gimenez-Montsant, J.**, 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin., in A. Mascle, C. Puigdefabregas, H. P. Luterbacher, and M. Fernandez, eds., *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, London, Geological Society Special Publications, pp. 107-134.
- Vergés, J., Millan, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cires, J., den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. and Cloetingh, S.**, 1995. Evolution of a collisional orogen : Eastern Pyrenees transect and petroleum potential, *Marine and Petroleum Geology*, V. 12, pp. 903-916.
- Vielzeuf, D. and Kornprobst, J.**, 1984. Crustal splitting and the emplacement of the pyrenean lherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 67, pp. 87-96.
- Villa, I.M., Ruffini, R., Rolfo, F. and Lombardo, B.**, 1996. Diachronous metamorphism of the Ladakh Terrain at the Karakorum-Nanga Parhat-Haramosh junction (NW Baltistan, Pakistan), *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, V. 76(2), pp. 245-264.
- Villien, A.** 1988. Alpine geodynamics of the northern Pyrenean zone between Comminges and Labourd areas (France); III. Pyrenean evolution of the eastern part (Comminges) : structural geometry and polyphased evolution. *Symp. Geol. Pyrenees ans Betics*. Barcelona, abstracts, p. 69

## W

- Wagner, G.A.**, 1979b. Correction and interpretation of fission track ages In *Lectures in Isotope Geology*, ed. E. Jäger, JC Hunziker, pp. 170–77. Berlin: Springer-Verlag.

**Wang, Q.C.**, 2001. Rotational collision and the Tan-Lu transform fault. Symposium on Paradoxes in Modern Geology. Date: SEP 13-14, 1999 BEIJING PEOPLES R CHINA . Paradoxes in geology, pp. 65-75.

**Wayne, D. M. and McCaig, A.M.**, 1998. Dating fluid flow in shear zones: Rb-Sr and U-Pb studies of syntectonic veins in the Néouvielle Massif, Pyrenees. *Geol Soc Spec Publ.* V. **144**, pp. 129-135.

**Wensink, H.**, 1981. Pre-Cenozoic Paleomagnetism of Southern Europe/Middle East. In: M.W. McElhinny and D.A. Valencio (editors), *Geodynamic Series*, V. 2, Palaeoreconstructions of the continents, pp. 151-157.

**Willett, S.D.**, 1992. Dynamic and kinematic growth and change of a coulomb wedge, *in* McClay, K., editor, *Thrust Tectonics*: New York, Chapman and Hall, pp. 19-31.

**Willett, S.D., Beaumont, C. and Fullsack, P.**, 1993. Mechanical models for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, V. 21, pp. 371-374.

**Willett, S.D., Slingerland, R. and Hovius, N.**, 2001. Uplift, shortening, and steady-state topography in active mountain belts. *American Journal of Science*, V. 301, pp. 455-485.

**Williams, G.D. and Fischer, M.W.**, 1984. A balanced section across the pyrenean orogenic belt., *Tectonics*, V. 3, pp. 773-780.

**Winnock, E.**, 1974. Le bassin d'aquitaine, Debeltmas, J. (eds), Doin, Paris, pp. 255-293.

**Wolf, R.A., Farley, K.A. and Silver, L.T.**, 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochim Cosmochim Acta*, V. 60, pp. 4231-4240.

X

Y

**Yelland, A.J.**, 1990. Fission Track Thermotectonics in the Pyrenean Orogen. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, V. 17(3), pp. 293-299.

Z

**Zattin, M., Landuzzi, A., Picotti, V. and Zuffa, G.G.**, 2000. Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines. *Journal of the geological society*. V. 157, pp. 629-633, Part 3.

**Zattin, M., Picotti, V. and Zuffa, G.G.**, 2002. Fission-track reconstruction of the front of the Northern Apennine thrust wedge and overlying Ligurian unit. *American journal of science*. V. 302, 4, pp. 346-379.

**Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloetingh, S., Roure, F. And Moretti, I.,** 1990. Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro basin: *Journal of Geophysical Research*, V. 95, pp. 2701-2711.

**Zwart, H.J.,** 1979. The geology of the central Pyrennees. *Leidse. Geol. Meded.* V. 50, pp. 1-74.

**Zwart, H.J.,** 1986. The Variscan Geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, V. 129, pp. 9-27.



## **Dynamic of an intracontinental orogenic prism: thermochronologic (apatite fission tracks) and tectonic evolution of the Axial Zone and the piedmonts of the west-central Pyrenees**

In this work on a complete transect of the west-central Pyrenees, we combine low temperature thermochronology (apatite fission tracks, AFT) with a detailed structural analysis to describe vertical movements related to the thrusting system evolution, and to determine the influence of the latter on the sedimentation/burial/exhumation cycle of the synorogenic deposits of the southern foreland basin (Jaca and Ainsa basins).

AFT analysis from a transect of the south-Pyrenean basin show the southward decrease of the fission track reset level from the southern edge of the Axial Zone to the South-Pyrenean frontal thrust, implying the southwards decrease of the burial amount from more than 5km in the north to less than 3km in the south assuming an average geothermal gradient of  $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ . The structural setting of the Jaca basin attests that the burial of the synorogenic sediments was mainly due to the sedimentary accumulation. AFT data from the northern part of the basin display a late Oligocene-early (middle) Miocene cooling event. New interpretation of industrial seismic reflection profiles across the Jaca basin suggests that the Oturia thrust is rooted in the Bielsa basement thrust, responsible for the early (-middle) Miocene out-of-sequence tectonic reactivation of the southern flank of the Axial Zone (Jolivet *et al.*, 2007). These results reveal a lower Miocene (Burdigalian -?Langhian) out-of-sequence episode of tectonic activity of the interior of the south-Pyrenean foreland basin.

AFT data from the Axial Zone and the North-Pyrenean Zone confirm the general southward migration of the thrusting system, and also bring evidence of the late Oligocene-lower Miocene out-of-sequence tectonic reactivation of the northern flank of the Axial Zone. All these results attest of a late Oligocene-lower Miocene (Burdigalian-?Langhian) “pop-up” reactivation of the inner part of the west-central Pyrenees, younger than the sealing of the south-Pyrenean front (Aquitania-?Burdigalian) which is classically considered to mark the end of the Pyrenean compression. These results lead us to propose a new crustal scale evolution model of the west-central Pyrenees in 3 stages: (i) From the Late Cretaceous to the middle Eocene, the orogenic prism is characterised by the absence of relief, related to the inversion of Cretaceous extensional structures leading to the accretion of thin crustal units; (ii) The late Eocene-Oligocene stage corresponds to the continental collision, marked by the creation of important relief associated with the accretion of thick crustal units; (iii) During the early Miocene, the inner part of the Pyrenean wedge is tectonically reactivated.

**Keywords:** *west-central Pyrenees, low temperature thermochronology (apatite fission tracks), foreland basin, Axial Zone, Jaca basin, out-of-sequence thrust.*

## **Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales**

Ce travail de thèse concerne une transversale complète des Pyrénées centro-occidentales, où on a combiné la thermochronologie basse température (traces de fission sur apatites, TFA) avec une analyse structurale détaillée pour décrire les mouvements verticaux associés à l'évolution du système chevauchant, et pour déterminer l'influence de ce dernier sur le cycle sédimentation/enfouissement/exhumation des dépôts synorogéniques du bassin d'avant-chaine sud (bassins de Jaca et Ainsa). L'analyse TFA complète les données déjà publiées dans la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne, et constitue la première étude de ce genre dans un bassin d'avant-chaine pyrénéen.

Les données TFA sur la transversale du bassin sud-pyrénéen montrent une diminution vers le sud du degré d'effacement des traces de fission, traduisant la diminution vers le sud de la quantité d'enfouissement, supérieure à 5 km au nord et inférieure à 3 km au sud dans l'hypothèse un géotherme de  $25^{\circ}.\text{km}^{-1}$ . Le contexte géologique montre que l'enfouissement est principalement lié à l'accumulation des dépôts synorogéniques. Les données TFA de la partie nord du bassin montrent un refroidissement d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur (moyen). Par ailleurs, une nouvelle interprétation de profils de sismiques réflexion dans le bassin de Jaca montre que le chevauchement d'Oturia s'enracine dans le chevauchement de socle de Bielsa, responsable de l'exhumation tectonique hors-séquence du bord sud de la Zone Axiale au Miocène inférieur (-moyen) (Jolivet *et al.*, 2007). Ces résultats attestent donc de l'exhumation tectonique hors-séquence au Miocène inférieur (Burdigalien- ?Langhien) de la partie nord du bassin d'avant-chaine sud-pyrénéen.

Des données TFA obtenues dans la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne confirment la migration générale vers le sud du système chevauchant, et mettent également en évidence la réactivation tectonique hors-séquence du bord nord de la Zone Axiale à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur. L'ensemble de ces résultats atteste donc de la réactivation en « pop-up » de la parties interne des Pyrénées centre-ouest à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Burdigalien- ?Langhien), postérieurement au scellement du front sud-pyrénéen (Aquitaniens- ?Burdigalien) classiquement considéré comme marquant la fin de la compression pyrénéenne. Ces données nous ont permis de proposer un nouveau modèle d'évolution crustale des Pyrénées centro-occidentales en 3 grandes étapes : (i) du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen, le prisme est caractérisé par une absence de relief, en lien avec l'inversion de structures extensives crétacées conduisant à l'accrétion de petites écailles crustales ; (ii) la période Eocène supérieur-Oligocène correspond à la collision continentale proprement dite, et est marquée par la création d'importants reliefs associés à l'accrétion d'épaisses unités crustales ; (iii) au Miocène inférieur, la partie interne du prisme pyrénéen est réactivée.

**Mots clés :** *Pyrénées centro-occidentales, thermochronologie basse température (traces de fission sur apatite), bassin d'avant-chaine, Zone Axiale, bassin de Jaca, chevauchement hors-séquence.*

*(English abstract on inside cover)*